

Misterios de la Gea

Descifrando los enigmas ocultos en rocas, gases, agua y fuego

Editado
por
Julio Afonso-Carrillo

Actas IV Semana Científica Telesforo Bravo
INSTITUTO DE ESTUDIOS HISPÁNICOS DE CANARIAS
2009

© Los autores

© De esta edición: 2009, Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias,
C/. Quintana, 18. Puerto de la Cruz, Tenerife,
Islas Canarias, E-38400.

Diseño de la cubierta:
:rec retoque estudio creativo
www.retoqueec.com

Primera edición: octubre 2009

Imprime:
Producciones Gráficas, S.L.
Pol. Ind. Los Majuelos
C/Tijarafe, Nave II, Puerta 2
Tlf: 922 821 517

Depósito Legal: TF 1882/09

ISBN: 978-84-613-4817-6

Presentación

Cuando apenas faltaban unas pocas semanas para que oficialmente finalizara el ‘Año Internacional del Planeta Tierra’, el Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias ponía en marcha la programación de su IV SEMANA CIENTÍFICA TELESFORO BRAVO. La distinción internacional para el año 2008 había sido aprobada por una resolución de la Asamblea General de Naciones Unidas, a iniciativa de UNESCO y de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). Se acompañaba del lema *Ciencias de la Tierra para la Sociedad*, y en la resolución de la ONU se advertía del escaso aprovechamiento que se estaba realizando del elevado conocimiento científico que se disponía sobre el planeta Tierra y de la poca percepción que de éste se tenía tanto entre la población en general como por los responsables de plantear políticas y adoptar decisiones. La iniciativa estaba encaminada a la sensibilización del público sobre la importancia de estas ciencias, no sólo para el desarrollo sostenible de los procesos y de los recursos de la Tierra, sino también para la prevención, reducción y mitigación de los desastres.

Obviamente, se trataba del año de las Ciencias de la Tierra. Por ello, la contribución de las disciplinas que ligaban la Geología al desarrollo de las sociedades modernas, merecían un trato preferente en la organización de nuestras jornadas divulgativas de carácter científico. El Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias no quiso perder la oportunidad adherirse a esta feliz iniciativa. Las Ciencias de la Tierra y la comunidad científica que trabaja sobre estos temas resultan particularmente útiles para resolver muchos de los importantes problemas a los que se enfrenta nuestro planeta. En este sentido, iniciativas como la del ‘Año Internacional del Planeta Tierra’ están sirviendo para crear conciencia, a nivel mundial y nacional, tanto en los políticos como en el público en general, del inmenso potencial que tienen las Ciencias de la Tierra para contribuir a lograr una sociedad más segura, más sana y más próspera.

Para la convocatoria de la IV SEMANA CIENTÍFICA TELESFORO BRAVO, se eligió el lema '*Misterios de la Gea: descifrando los enigmas ocultos en rocas, gases, agua y fuego*'. El foro de encuentro y de reflexión sobre medio ambiente que es esta semana científica, se convirtió de este modo en la modesta contribución de esta institución a fomentar el intercambio de ideas, alrededor de las Ciencias de la Tierra. En el ciclo de conferencias se pretendió mostrar, a través de varios ejemplos, la manera en que es analizada e interpretada la ingente y valiosa información que esconden los materiales geológicos. En la primera sesión, que estuvo dedicada a la geología planetaria, Francisco Anguita Virella realizó un análisis comparativo de las historias de Marte y la Tierra. En la búsqueda de parecidos entre ambos planetas son destacables los esfuerzos dirigidos a establecer las condiciones que existían en Marte durante el periodo en el cual surgió la vida sobre la Tierra, hace unos cuatro mil millones de años. En ese momento, Marte tenía un ambiente parecido, un clima favorable o al menos aceptable para la vida. Consecuentemente, surge la pregunta obligatoria y apasionante. ¿Si sucedió en la Tierra, por qué no, en Marte?

La segunda sesión, prestó atención a los recursos hídricos y Edelmira Luis Brito centró su intervención en los acuíferos del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente en la isla de La Palma. Los conocimientos geológicos son fundamentales para realizar una óptima gestión del agua. Consecuentemente, es necesario incorporar progresivamente las innovaciones que nos permiten los conocimientos científicos actuales a un modelo de gestión del agua que cuenta con más de cuatro siglos, los que tiene de existencia el Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte. La contribución de Edelmira Luis Brito supuso también un particular homenaje a los geólogos Telesforo Bravo y Juan Coello, puesto que el actual conocimiento de los recursos hídricos de La Caldera y los fundamentos actuales de su gestión están sustentados en gran medida en sus investigaciones. Prueba de ello es que el acuífero de La Caldera fue denominado acuífero COEBRA en honor a los dos geólogos.

En la tercera sesión, Antonio Eff-Darwich nos ilustró acerca del modo en que un territorio, en este caso la isla de Tenerife, podía ser examinado bajo una perspectiva diferente. Como las leyes de la Física se basan en la posibilidad de realizar repeticiones, estas resultan muy complejas de establecer en aquellos campos del saber donde la repetición no es posible. Así, no es posible repetir experimentos, como por ejemplo 'la erupción del Teide', puesto que este experimento ocurrió una vez y no se repetirá. En estos casos es necesario echar mano de leyes y de mucha imaginación para explicar y resolver estos fenómenos. En su intervención, Antonio Eff-Darwich montó un experimento que denominó Tenerife, y nos lo fue describiendo y explicando aplicando las leyes de la Física.

En la cuarta de las sesiones, Esther Martín González nos introdujo en el mundo de la Paleontología a través de un recorrido por el relativamente escaso registro fósil documentado en las islas Canarias. Este patrimonio paleontológico, en el que se incluyen tanto los fósiles como los yacimientos, constituye un importante legado natural, científico y cultural que necesita ser preservado, porque sólo a partir de su conocimiento es posible reconstruir el modo en que ha evolucionado tanto la gea como la biota de este archipiélago atlántico. Para Martín González, la preservación de este patrimonio natural pasa por una correcta aplicación de la Ley de Patrimonio Histórico de Canarias, no sólo con la declaración de bienes de interés cultural, sino también con la implantación de los medios adecuados para hacer efectiva su protección.

Por último, en la quinta sesión, Nemesio Pérez Rodríguez realizó un detallado recorrido por los esfuerzos que realizan los científicos que estudian las erupciones volcánicas con el propósito de determinar cuales son los pequeños cambios que pueden ser detectados en la naturaleza y que pueden ser indicativos de un incremento de la actividad volcánica o de la inminencia de una erupción. En este sentido, los científicos parecen prestar cada vez más atención a la información que puede ser extraída de la emisión difusa de gases por los edificios volcánicos. Estas emisiones según Nemesio Pérez parecen ser avisos invisibles de la inminencia de una erupción volcánica.

En la organización del ciclo de conferencias participaron por parte del Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias, Jaime Coello Bravo, Jerónimo de Francisco Navarro, Iris Barbuzano Delgado y el autor de estas líneas. Pero además, tanto la Fundación Telesforo Bravo–Juan Coello, representada por Jaime Coello Bravo y Juan Jesús Coello Bravo, como la Asociación Viera y Clavijo para la Enseñanza de las Ciencias, contribuyeron también de forma significativa en la organización de la semana de conferencias. Como en años anteriores el patrocinio fue realizado por la Fundación Mapfre Guanarteme. Nuestro agradecimiento para todos ellos, puesto que sin su colaboración el cuarto ciclo de conferencias y la publicación de este libro no hubiera podido llevarse a cabo. Una especial mención de gratitud merecen todos los conferenciantes, que no sólo aceptaron la invitación para participar en la semana científica sino que, desinteresadamente, prepararon los artículos que están agrupados en estas páginas. Por último, la elevada asistencia de público a los actos de la IV SEMANA CIENTÍFICA TELESFORO BRAVO, constituyó una evidencia del cariño con que anualmente es acogida esta iniciativa tanto por parte de nuestros socios como por todas aquellas personas preocupadas por la naturaleza. A todos, el agradecimiento del IEHC.

La IV SEMANA CIENTÍFICA TELESFORO BRAVO fue presentada a los medios de comunicación en una rueda de prensa celebrada en la sede del

IEHC el jueves 6 de noviembre de 2008. Al día siguiente, el viernes 7, el profesor Juan Felipe Pérez Francés, Decano de la Facultad de Biología de la Universidad de La Laguna, fue el encargado de realizar la presentación del libro *Naturaleza amenazada por los cambios en el clima*, es decir, las Actas de la III Semana Científica Telesforo Bravo, celebrada el año anterior. Entre el lunes 10 y el viernes 14 de noviembre se desarrolló el programa diseñado, con intervenciones diarias en horario de 19:30 a 21:00 horas en el salón de actos de nuestra sede. Las conferencias impartidas fueron las siguientes:

Lunes, 10 noviembre 2008:

Francisco Anguita Virella: "Marte y la Tierra: historia de dos planetas".

Martes, 11 noviembre 2008.

Edelmira Luis Brito: "Los recursos hídricos de La Caldera de Taburiente".

Miércoles, 12 noviembre 2008.

Antonio Eff-Darwich: "Tenerife bajo las leyes de la física".

Jueves, 13 noviembre 2008.

Esther Martín González: "El legado paleontológico de nuestras islas: un patrimonio a conservar".

Viernes, 14 noviembre 2008.

Nemesio M. Pérez Rodríguez: "Gases volcánicos: un telegrama procedente del interior de la Tierra".

Del mismo modo que en las actas publicadas en años precedentes, la presente publicación constituye un tributo de reconocimiento y de recuerdo hacia el profesor Telesforo Bravo por parte del IEHC.

*Julio Afonso Carrillo
Vicepresidente del IEHC*

ÍNDICE

Págs.

- 1. Marte y la Tierra: historia de dos planetas,**
por FRANCISCO ANGUITA 9 – 39
- 2. Los recursos hídricos de La Caldera de Taburiente,**
por EDELMIRA LUIS BRITO 41 – 70
- 3. Tenerife bajo las leyes de la física,**
por ANTONIO EFF-DARWICH 71 – 98
- 4. El legado paleontológico de nuestras islas: un patrimonio a conservar,** por ESTHER MARTÍN GONZÁLEZ 99 – 124
- 5. Emisiones difusas, dispersas y silenciosas de dióxido de carbono en los volcanes,** por NEMESIO M. PÉREZ 125 – 172

1. Marte y la Tierra: historia de dos planetas

Francisco Anguita
Profesor Titular de Geología,
Universidad Complutense de Madrid.

*Hace unos años, una periodista de *El País* vino a verme puesto que le habían encargado viajar a Houston con el propósito de entrevistar a un ingeniera de la NASA que había diseñado el robot de superficie 'Pathfinder' que tenía previsto posarse en Marte en unos días. Su intención era documentarse sobre este planeta, con el fin de preparar la entrevista y saber que es lo que podría preguntarle que resultara interesante. Estuvimos hablando largamente sobre Marte, y a la vuelta de Houston le pregunté como le había ido. Me contó, con una sonrisa, que cuando se vio delante de la ingeniera lo primero que se le ocurrió preguntarle fue ¿Por qué Marte? Y la respuesta fue ¿Cómo, que por qué Marte? ¡Marte le gusta a todo el mundo! Esta respuesta, aparentemente tan poco argumentada desde un punto de vista científico, refleja sin embargo el interés que siempre ha despertado este planeta.*

Este recorrido comparativo entre los planetas Marte y la Tierra incluye información sobre sus posiciones en el Sistema Solar, sus tamaños, satélites, paisajes, volcanes, canales, cráteres de impacto, orografía general, e historia geológica. Con el conocimiento actual sobre el planeta rojo es posible describir bastantes aspectos, pero todavía hay numerosos detalles de Marte sin resolver que plantean muchas cuestiones, preguntas que aunque todavía carecen de respuesta, están bastante centradas.

Introducción

Desde un principio, Marte interesó muchísimo a los astrónomos y a todos aquellos que comenzaron a mirar a los planetas. Hacia finales del

siglo XIX puede decirse que en cierta medida se inicia un periodo de fiebre marciana. Por aquellos años con las primeras observaciones, los astrónomos empezaron a encontrar cosas que ahora sabemos que sólo podían ser fruto de su imaginación. Comenzaron a observar los famosos canales marcianos, y describieron como esos canales se duplicaban ante sus ojos en cuestión de segundos. Si hubieran sido algo más reflexivos y no hubieran estado obsesionados por lo que deseaban ver, sino por lo que realmente estaban viendo, hubieran comprendido que aquello no podía ser real. Es decir, por muy avanzados que fueran los ingenieros marcianos era imposible la construcción de canales de miles de kilómetros en cuestión de segundos.

Ese fue el Marte que nos vendieron hacia 1890. Unos años después, hacia 1898, Herbert George Wells publicó su famosa novela *La guerra de los mundos*, en la cual los marcianos eran los protagonistas de una invasión extraterrestre. Siempre me ha llamado poderosamente la atención que un personaje como Wells, que era un socialista utópico, escribiese una novela tan sangrienta. Una novela, en la que los marcianos no actuaban como una civilización avanzada que iniciaba una empresa bella y justa, sino que por el contrario eran descritos como una banda de asesinos invasores. Posteriormente, en 1938, fue llevada a cabo la famosa adaptación a la radio de la novela, en el muy conocido programa radiofónico de Orson Wells. Durante la emisión del programa, los oyentes que sintonizaron la emisión y no habían escuchado la introducción, pensaron que se trataba de un boletín real de noticias en el que se informaba de la invasión marciana de la Tierra, lo que provocó el pánico generalizado en las calles de Nueva York y Nueva Jersey donde supuestamente se estaba iniciando la invasión.

Los artistas en general también han prestado mucha atención a Marte, y en las obras de ciencia ficción este planeta ha sido un tema recurrente. Las famosas *Crónicas marcianas* de Ray Bradbury, aparecidas en 1953, representaron el primer ejemplo en la literatura de ciencia ficción culta. En la obra, Bradbury retrata a Marte, no como un planeta de asesinos, sino como un lugar en el que sus habitantes, los marcianos, son personas rodeadas por similares problemas a los de sus vecinos del planeta Tierra. También podemos citar a Elton John, que en los años sesenta compuso una canción, *Rocket Man*, en la cual describió a Marte en términos más científicos. Bastante más que los previamente utilizados por Wells y por Bradbury. De Marte Elton John canta que es un lugar muy malo para educar a nuestros hijos, puesto que es frío como el infierno. Este es el Marte de los escritores.

Marte, por otra parte, también apasiona a los ingenieros porque es probablemente el único cuerpo del sistema solar en el que podríamos intentar la aventura de transformarlo, para hacerlo habitable para los seres humanos. Esta posibilidad es tema de debate con defensores y detractores. Pero con la actual tecnología no hay seguridad de que sea posible.

En resumen, creo que Marte es un planeta que le gusta a todo el mundo. Pero en la actualidad el objetivo no es encontrar compañía en el universo, ya no estamos buscando marcianos. Ahora tratamos de descifrar que fue lo que pudo ocurrir cuando hace 4000 millones de años a una estrella se le ocurrió calentar Marte. No es una empresa descabellada, aunque escenarios de este tipo dudo que puedan preverse. La base utópica de esta búsqueda es establecer el parecido entre las condiciones que existían en Marte durante el periodo en el cual surgió la vida sobre la Tierra. Esto es, hace unos 4000 millones de años. Como veremos más adelante Marte tenía un ambiente parecido, un clima favorable o al menos aceptable para la vida, y por tanto, la pregunta es obligatoria. Si sucedió en la Tierra, ¿por qué no, en Marte?

La Tierra y Marte en el Sistema Solar

Los planetas, la Tierra y Marte, por su proximidad al Sol, ocupan las posiciones tercera y cuarta en el Sistema Solar (Fig. 1). El sistema solar está constituido por ocho planetas puesto que la asamblea general de la Unión Astronómica Internacional reunida en Praga en 2006 calificó a Plutón, debido a su tamaño, como planeta enano y lo eliminó de la lista de planetas

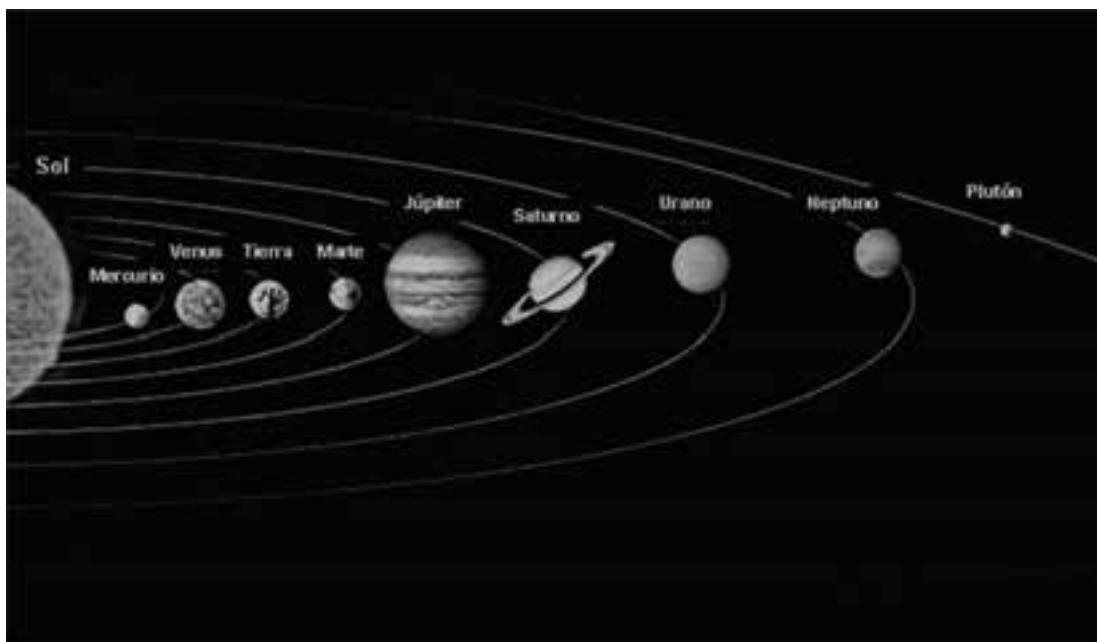


Fig. 1. En el Sistema Solar Marte ocupa una posición un poco en el límite entre los planetas interiores pequeños y densos y los planetas exteriores enormes y gaseosos.

formales. Marte ocupa una situación un poco en el límite. Es el límite de los planetas interiores o telúricos que están formados por metales y rocas. De manera que tiene hacia afuera primero los asteroides y luego los planetas exteriores o gigantes, como Júpiter. Marte está situado en la frontera de dos tipos de planetas, los planetas densos y los planetas gaseosos.

Los tamaños relativos de la Tierra y Marte resultan evidentes cuando los comparamos (Fig. 2). El radio de Marte es aproximadamente la mitad del radio terrestre (unos 6400 frente a unos 3400 km). Marte es por lo tanto un planeta pequeño, pero desde el punto de vista de los aspectos geológicos que podemos estudiar en él tiene una ventaja con respecto a la Tierra, y es que carece de océanos. De modo que toda la superficie del planeta resulta visible para su reconocimiento. De este modo, la comparación de la superficie de Marte con la superficie emergida de la Tierra, es decir la superficie ocupada por los continentes, nos permite comprobar valores casi iguales. Por eso, el objeto de exploración es un planeta tan grande como la totalidad de la superficie continental terrestre.



Fig. 2. El radio de Marte (a la izquierda) mide aproximadamente la mitad del radio de la Tierra (derecha).

Los satélites de la Tierra y Marte son muy distintos (Fig. 3). La Tierra tiene un satélite gigante, la Luna, que con su radio de 3478 km es mucho mayor que los dos satélites que orbitan alrededor de Marte. Los satélites marcianos son Fobos y Deimos, que fueron descubiertos en 1877 por el

astrónomo estadounidense Asaph Hall, el cual eligió para ellos el nombre de los caballos del carro del dios Marte: Fobos (miedo) y Deimos (terror). Hay una anécdota curiosa sobre el descubrimiento de estos satélites. Hall estaba intentando estudiar Marte desde un sitio muy poco apropiado. Se trataba de un nuevo observatorio que la Marina de Estados Unidos había instalado junto a un río, un lugar muy malo para mirar hacia el cielo, porque existe mucha humedad que altera la calidad de las observaciones. De manera que los pobres resultados que obtenía lo tuvieron al borde de desistir. Fue su mujer, Chloe Angeline Stickney Hall, quien le animó a prolongar sus observaciones una noche más, y esa noche fue cuando descubrió los satélites. Por esta razón, el enorme cráter que hay en Fobos, denominado Stickney, lleva el nombre de la esposa de Hall. Este cráter es el resultado de una colisión con otro objeto que estuvo a punto de destrozar a esta luna.

Los satélites de Marte son realmente muy pequeños y con una forma muy irregular. Fobos tiene un diámetro medio de 22,2 km, mientras que el de Deimos es sólo de 12,6 km. Aunque la hipótesis más extendida apunta a que se trata de satélites capturados del cinturón de asteroides cercano,



Fig. 3. Comparación de la Luna, el enorme satélite terrestre (A) cuyo diámetro supera los 6900 km, con los diminutos satélites marcianos (no reproducidos con la misma escala): Fobos (B) con diámetro medio de 22,2 km y Deimos (C), con diámetro medio de 12,6 km.

todavía hay algunos aspectos que no encajan del todo bien. Así, resulta un poco ilógico que Marte, uno de los planetas más pequeños del grupo de los densos, haya sido capaz de capturar estos asteroides. Es evidente que la captura de asteroides es más probable que ocurra por planetas de mayor tamaño y con mayor campo gravitatorio. Pero, en resumen, las diferencias son muy notables entre los satélites de ambos planetas.

La atmósfera y el relieve de estos planetas

Uno de los aspectos más importantes que diferencian Marte de la Tierra, es la gran cantidad de agua que hay sobre la superficie terrestre, en comparación con la muy escasa cantidad de agua líquida que hay en Marte. En una pequeña pipeta cabe la única muestra de agua líquida que ha sido posible obtener hasta ahora de Marte. Esta cantidad de agua estaba en un meteorito procedente del planeta rojo. El agua que hay en Marte está congelada porque la temperatura del planeta, muy fría, impide la presencia de agua líquida. Se presenta bajo la forma de hielo, tanto en la superficie formando parte de los casquetes polares, como en el subsuelo en los poros de las rocas.

Las atmósferas de los dos planetas son muy distintas. Si se comparan las características de las atmósferas terrestre y marciana se comprueba que la presión atmosférica en la superficie de la Tierra es de 1 bar, con algunas variaciones en función de las condiciones meteorológicas. Desde aproximadamente unos 15 km de altura, la presión atmosférica es de sólo unos 100 milibares, y a 50 km de altura entramos en la estratosfera. Sin embargo en Marte, la presión atmosférica en superficie es del orden de 6-8 milibares, dependiendo de la meteorología marciana. Estas presiones atmosféricas se alcanzan en la Tierra a alturas del orden de 40 km. De manera que simplificando un poco, es posible generalizar que la atmósfera marciana es como la estratosfera terrestre. Tiene muy poco gas y por lo tanto, no sólo por la composición de gases, sino también por la poca cantidad de aire que hay en Marte, sería imposible respirar en ese planeta. En Marte existe una gran elevación que corresponde al monte Olimpo. Este enorme monte está prácticamente por encima de toda la atmósfera marciana, y permitiría la observación de las estrellas en pleno día. Veremos más características de Olimpo más adelante.

Entre las imágenes que se dispone con respecto a la atmósfera de Marte, hay algunas muy curiosas. En la figura 4 se observa una tormenta de polvo en Marte, que por su aspecto puede ser comparada con la obtenida en la Tierra de una tormenta de polvo en el Sahara que está barriendo las islas Canarias. Las tormentas de polvo en Marte son muy famosas, y se producen

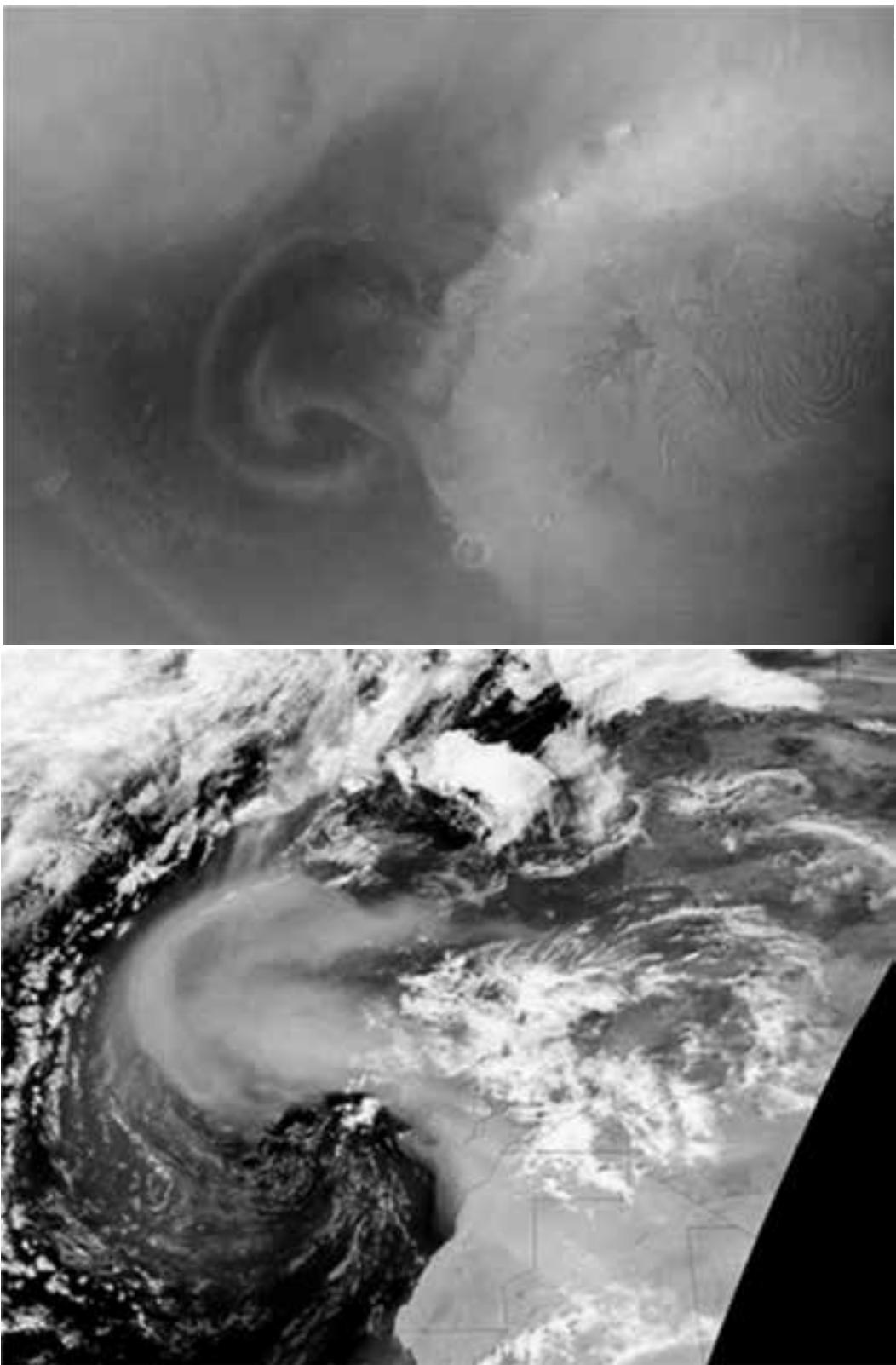


Fig. 4. En la imagen superior se observa una tormenta de polvo en Marte, cuyo aspecto es similar a la obtenida en la Tierra de una tormenta de polvo en el Sahara que está barriendo las islas Canarias. Las tormentas de polvo en Marte son muy famosas, y se producen porque el planeta es muy seco.

porque el planeta es muy seco. Además como la atmósfera es muy ligera, cualquier diferencia térmica pone en movimiento la atmósfera, y el polvo que es muy fino, se levanta y genera tormentas que a veces crecen hasta envolver al conjunto del planeta. Si alguna vez llegan los astronautas a Marte, lo van a pasar muy mal por el polvo. Es muy fino, y va ser prácticamente imposible que los trajes y los instrumentos de los astronautas se libren de él. Teniendo en cuenta además que el ambiente es muy seco, hay que estar de acuerdo con Elton John, cuando decía que Marte “va a ser un sitio muy malo para criar a nuestros hijos”.

Con respecto al hielo, en Marte los casquetes de hielo existen en los polos igual que en nuestro planeta (Fig. 5). Existen dos pequeños casquetes, uno en el polo norte marciano, y otro todavía más pequeño en el polo sur. Hay por tanto una cantidad pequeña de hielo en la superficie del planeta. Durante muchos años hemos estado pensando que los casquetes tenían diferente composición. El del polo norte de hielo de agua y el del polo sur de hielo de dióxido de carbono, lo que llamamos nieve seca en la Tierra.

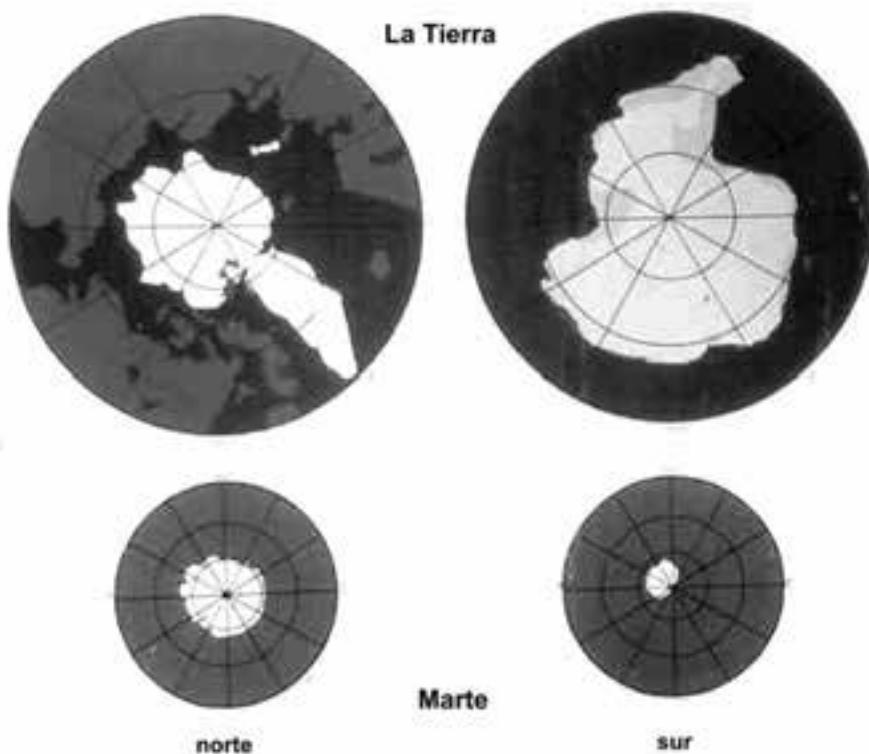


Fig. 5. Comparación de los polos de la Tierra y Marte. En Marte existen dos pequeños casquetes polares, el del polo norte es mayor y constituido por hielo de agua; en el del polo sur, más pequeño, el hielo está cubierto por una capa superficial de dióxido de carbono.

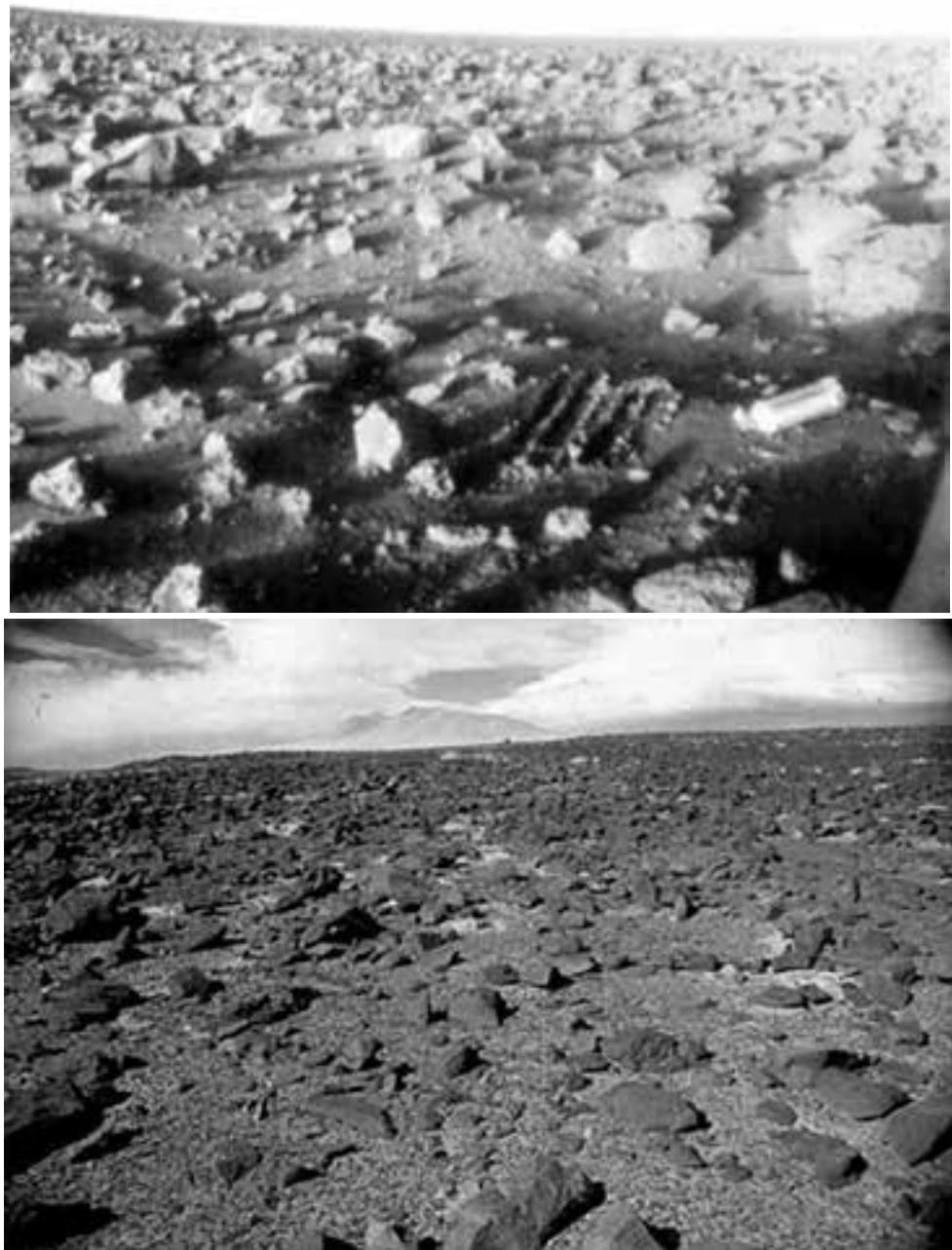


Fig. 6. En la parte superior, una de las primeras fotografías de la superficie de Marte, obtenida en el hemisferio norte. Se puede comparar con la inferior, de la precordillera andina. Algunos lugares inhóspitos de la Tierra recuerdan los paisajes marcianos.

Sin embargo, se ha visto que el dióxido de carbono sólo forma una fina capa superficial, y por debajo, lo que hay es hielo de agua. ¿Por qué hay hielo con dióxido de carbono en el polo sur y no en el norte? Pues, porque el polo sur marciano es con diferencia el lugar más frío del planeta, donde

las temperaturas medias son del orden de -50 °C, y con valores extremos que pueden llegar a -150 °C. Esto se debe a que la órbita de Marte es muy elíptica, con muchas diferencias entre el punto más próximo y más lejano del sol. El momento más lejano sucede cuando es invierno en el polo sur, con lo que se unen la mayor distancia con los rayos solares más oblicuos, condicionando un polo sur particularmente frío. Volveremos a comentar este polo un poco más adelante.

El paisaje más habitual y más documentado de Marte puede ser ilustrado por la figura 6. Se trata de un desierto pedregoso, un lugar muy poco atractivo, formado por extensas llanuras. Hay otras zonas con volcanes, pero los robots no han aterrizado en esas zonas, porque se han elegido las superficies más llanas, las menos peligrosas, para asegurar el éxito de las expediciones.

En la Tierra hay paisajes que recuerdan a lo observado en las llanuras marcianas. Algunos lugares inhóspitos de la Tierra no son tan diferentes a Marte. En Argentina, en una zona de la precordillera andina, un lugar alto y sin vegetación en el que probablemente las rocas proceden de una gran avenida de agua que las arrastró, se pueden obtener imágenes que recuerdan el paisaje marciano (Fig.6). Con mucha probabilidad las rocas marcianas tienen su origen en un mismo proceso geológico, una gran inundación de agua que movió rocas y las dejó esparcida por las llanuras.



Fig. 7. Distribución de los continentes y las cuencas oceánicas en la Tierra.

Así, aunque Marte es un planeta singular, algunos de sus paisajes pueden recordar a lugares presentes la Tierra. Algunas zonas de la Antártida, desprovistos de hielo y con las rocas a la vista, recuerdan también paisajes marcianos.

En la topografía general de los dos planetas también es posible encontrar puntos de contacto. En la Tierra existen dos superficies topográficas de referencia, puesto que son las más comunes. Son los continentes, que están dispuestos a unos 300 m de altura media sobre el nivel del mar, y las cuencas oceánicas que están como a unos 4000 m por debajo del nivel del mar (Fig. 7).

En Marte encontramos algo con cierto parecido. Hay un hemisferio más alto, el situado en la zona sur del planeta, y otro unos 5000 m más bajo, que está en el norte (Fig. 8). Quizá esta coincidencia es sólo superficial y no está relacionada con unos mismos procesos. Pero podemos realizar un análisis. Las dos cotas distintas que hay en la Tierra se deben a los dos principales tipos de rocas terrestres, los basaltos y los granitos, que tienen distintas densidades. Los granitos, más ligeros, están arriba y forman los continentes, mientras que los basaltos, más densos, forman los fondos oceánicos. En Marte, los granitos son rocas muy raras, y por tanto la pregunta que cabe realizar es a qué corresponde la corteza elevada y a qué la corteza hundida. Lo último publicado sobre este tema señala a un gran impacto asteroidal que rozó el norte del planeta y pulverizó su corteza en esa zona.

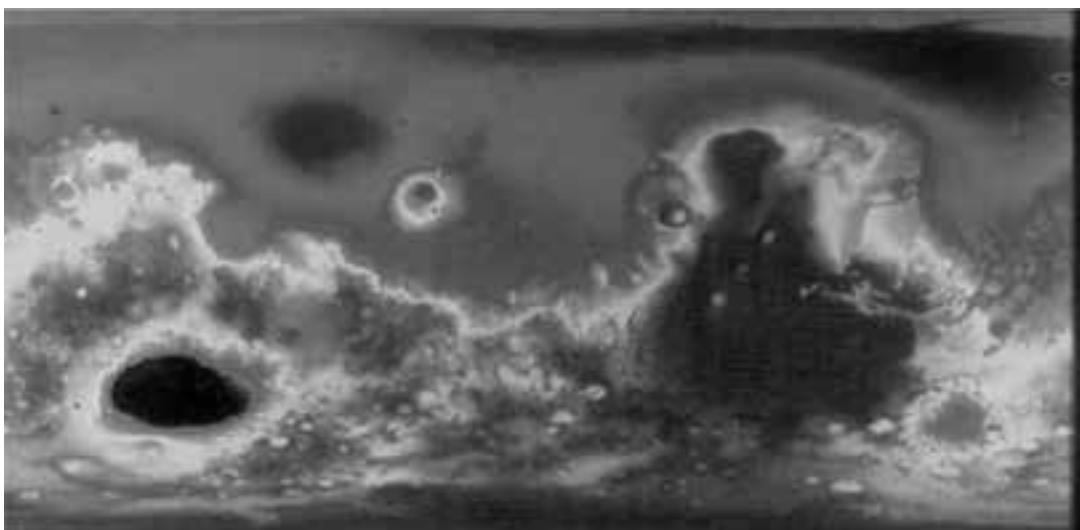


Fig. 8. Superficie de Marte en la que se distingue un hemisferio más alto (el situado en la zona sur del planeta), y otro unos 5000 metros más bajo, que está en el norte.

Sin embargo, cuando observamos esas transiciones entre los continentes elevados y las cuencas oceánicas en la Tierra, vemos algunas similitudes con lo que ocurre en Marte. En concreto, el borde continental de Francia, la Península Ibérica, el borde africano y Canarias, define

claramente la corteza continental de la corteza oceánica (Fig. 9). En Marte encontramos algo parecido (Fig. 10), en el escarpe que separa la parte elevada, llena de cráteres, de la parte hundida. A esa línea de separación llegan una serie de cauces secos que parecen terminar ahí. Sin embargo, la pendiente del terreno sigue bajando hacia la parte alta de la imagen, de manera, que lo lógico es esperar que los canales se siguieran excavando más allá de esa línea. Pero no es así. Ocurre de forma similar a como el Tajo termina en la costa portuguesa y no sigue por las llanuras abisales, puesto que la masa de agua oceánica ha frenado la corriente del río y cortado la erosión.

En una charla en un instituto de Madrid después de comentar la imagen de la figura 10, pregunté a los estudiantes lo que pensaban acerca de lo que podría haber ocurrido aquí, y me señalaron la posibilidad de la existencia de un mar que se secó. La anécdota es que los estudiantes tardaron quince segundos en hacer su propuesta, mientras que los científicos de la NASA tardaron unos quince años en llegar a la misma conclusión. Y es que no imaginaron que pudiera haber habido un océano en Marte. Pensaban, eso sí, que los canales marcianos habían sido excavados por el agua, pero como sucede en algunos desiertos, en los que los ríos se pierden sin llegar a ningún lugar de acumulación.



Fig. 9. Esquema del borde continental de Francia, Península Ibérica y borde africano, que define claramente lo que es corteza continental elevada, de lo que es la corteza oceánica hundida.



Fig. 10. Fotografía de la superficie marciana mostrando el escarpe que separa la parte elevada, llena de cráteres, de la parte hundida. A esa línea de separación llegan una serie de cauces secos que parecen terminar allí (flechas).

En estos momentos hay una mayoría de científicos que estudian Marte que piensan que toda esta parte norte del planeta estuvo cubierta por un mar, el Oceanus Borealis, también llamado océano del norte. No sería realmente un océano sino un mar, más o menos como el Mediterráneo, sin una enorme cantidad de agua, pero si una cantidad importante. La topografía de un talud continental en la Tierra y de un escarpe de Marte es prácticamente igual. Esto ha dado pie a pensar que tal vez se hayan generado de la misma forma. Si esta depresión se originó por un impacto, sería otra historia. En la costa atlántica oriental (Fig. 9) los cortes del escarpe se explican por la tectónica de placas. Los continentes se están moviendo, de manera que en el extremo oriental de la cuenca atlántica estaba Canadá hace 200 millones de años, luego se separaron, y ahora podemos observar la cicatriz que quedó. Si en Marte sucedió algo parecido o no, todavía no lo sabemos. Es una de esas incógnitas a las que no podemos responder en este momento.

La hipótesis mayoritaria es que hubo un mar en el cual desembocaron enormes cauces de agua, de hasta 800 km de anchura. En Marte hubo unos enormes *amazonas* en un momento cercano a los 4000 millones de años (Fig. 11). La Tierra y Marte tienen aproximadamente una misma edad, unos 4500 millones de años, de manera que estos procesos tuvieron lugar en el principio del planeta. Relacionando los cráteres con los canales se puede estimar la edad de los canales.

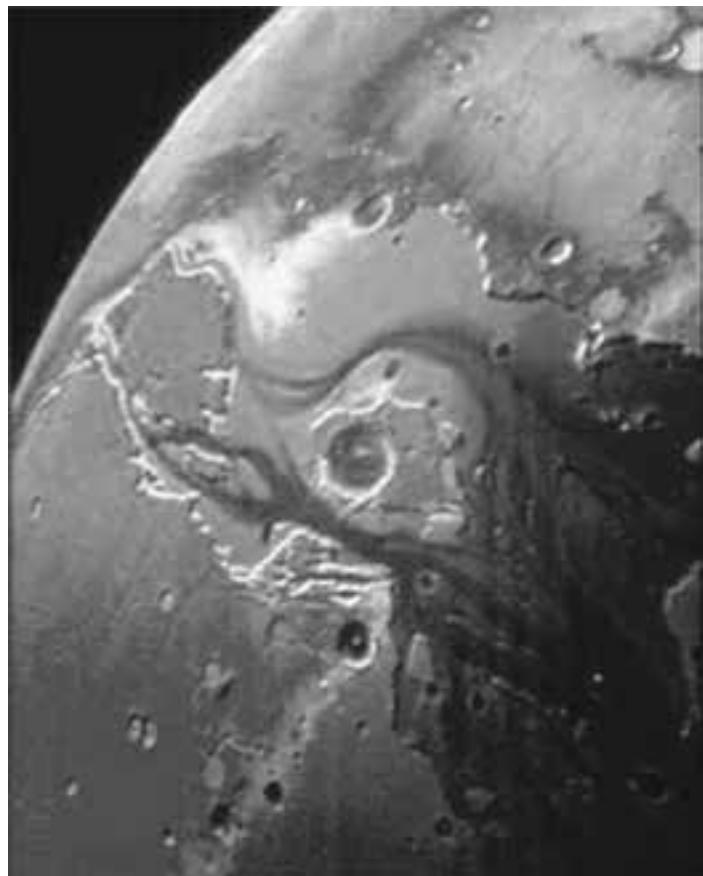


Fig. 11. La imagen de la superficie marciana muestra evidencias del desplazamiento de inmensos caudales de agua.

Con respecto a los canales marcianos cabe preguntarse cómo son y si se parecen a los terrestres. Algunos se parecen y otros en nada. En las imágenes de la figura 12 se comparan canales marcianos con canales terrestres. Los marcianos tienen un aspecto algo extraño porque en algunos momentos se vuelven difusos, se abren en muchos brazos que luego se reúnen otra vez, y da la sensación de que en la zona circuló más agua de la que los cauces podían evacuar, de forma parecida a lo que ocurre cuando se producen inundaciones. También es posible observar cómo un canal se pierde en muchos brazos en la llanura, para luego volverse éstos a reunir. Parecen cauces muy de ocasión, apenas tienen afluentes; como si no hubiera llovido nunca.

Sin embargo, como en la Tierra, no siempre pero con cierta frecuencia, encontramos en Marte lo que llamamos redes de drenaje maduras, con series sucesivas de afluentes de diferentes categorías, de manera que toda la superficie aparece cincelada por la erosión del agua. Aunque esto es lo general, a veces encontramos ejemplos que van justo al revés. Algunas

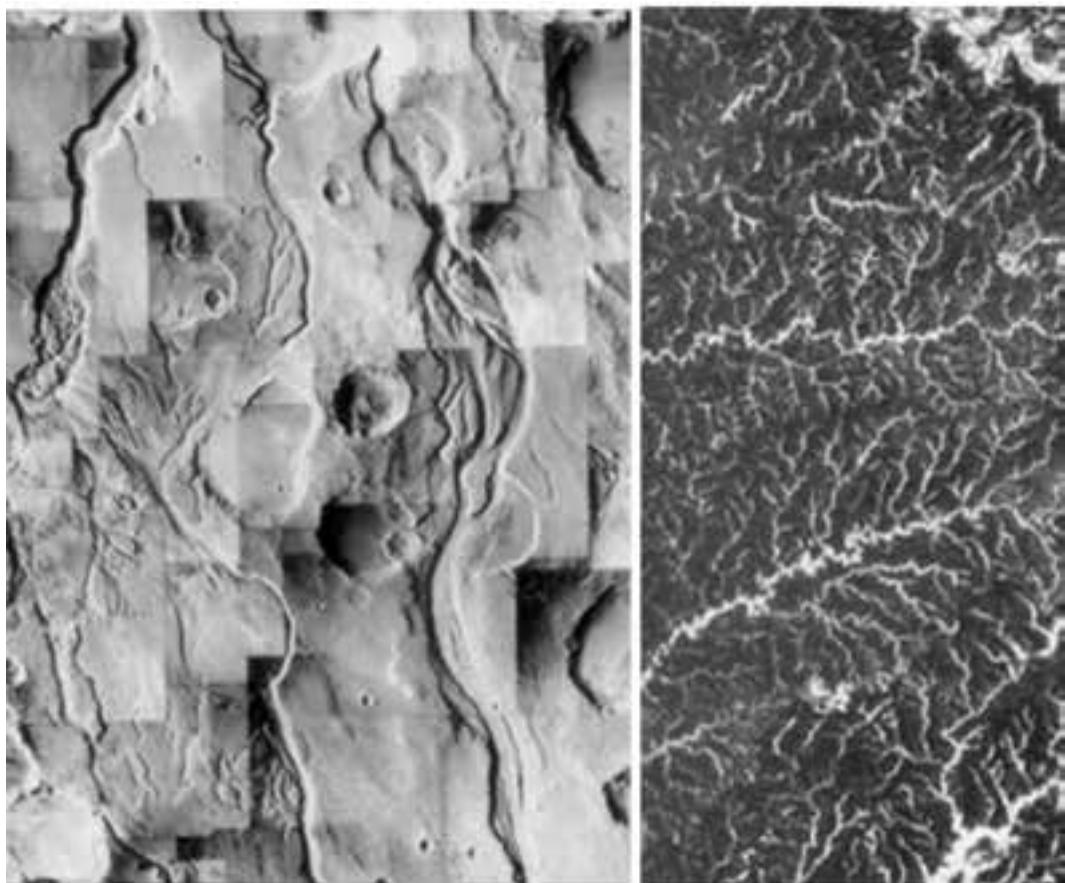


Fig. 12. Los canales marcianos (izquierda) se caracterizan porque a veces se vuelven difusos, se abren en muchos brazos y luego se vuelven a reunir. En la Tierra, por el contrario, encontramos redes de drenaje maduras (derecha), con series sucesivas de afluentes de diferentes categorías.

imágenes obtenidas en Marte sí dan la impresión de que haya llovido sobre el planeta (Fig. 13). Vemos que todo el terreno está completamente cincelado por afluentes, y la imagen se parece a la obtenida en la superficie de la Tierra (Fig. 12). De manera que en algunas partes de Marte si encontramos zonas que parece que han estado sometidas a una erosión intensa y prolongada a lo largo del tiempo. En la Tierra hay zonas en las que parece que no ha llovido en quinientos años. En una imagen de la puna (altiplanicie) argentina cerca de los Andes (Fig. 13), el parecido con Marte es importante si eliminamos algunos elementos: los matorrales (que naturalmente en Marte no los hay) y el ranchito del medio de la imagen. El resto es igual. Parece como si no hubiera caído nunca una gota de agua, salvo una gran tormenta que evacuó por el enorme canal del centro del paisaje.

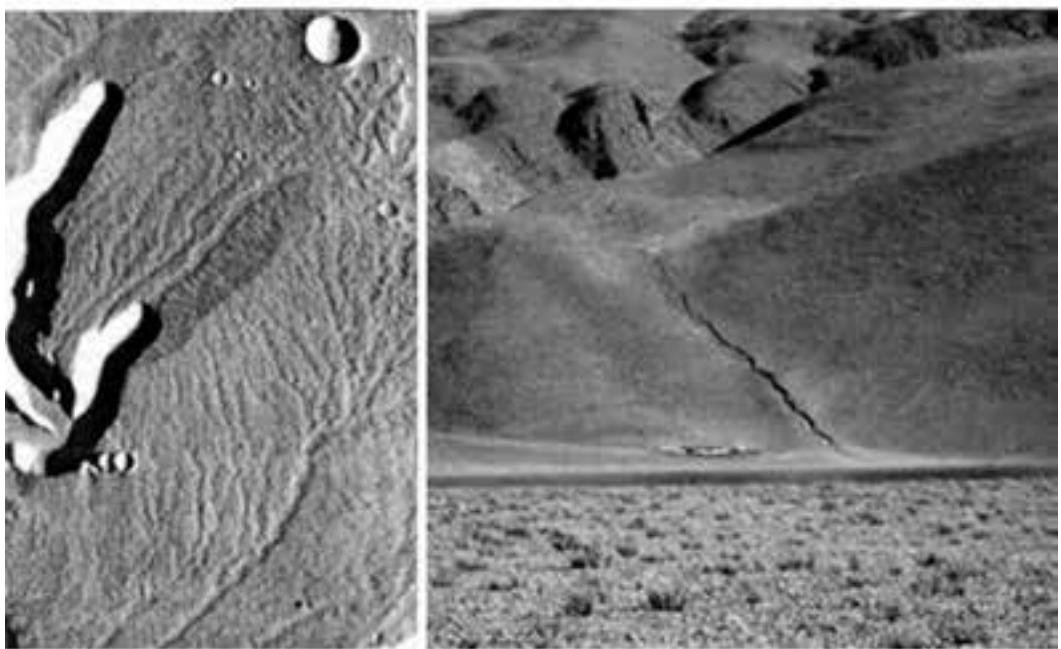


Fig. 13. En algunas de las imágenes obtenidas en la superficie de Marte (izquierda), vemos que todo el terreno está totalmente cincelado por afluentes, con un aspecto muy parecido al de las redes de drenaje observadas en la superficie terrestre. La imagen de la derecha fue obtenida en la puna (altiplanicie) argentina en las proximidades de los Andes, mostrando un enorme canal en el centro del paisaje.

Cráteres de impacto y volcanes

En Marte hay decenas de miles de cráteres de impacto (Fig. 14). En la primera cartografía que se realizó en 1976 se contaron del orden de cuarenta mil y actualmente hay catalogados más de cien mil. Una superficie con muchos cráteres de impacto nos indica que estamos en un planeta en el que pasan pocas cosas. Puede ser comparada con una mesa vieja llena de arañazos que lleva mucho tiempo funcionando y nunca se ha llevado al ebanista.

Por el contrario, una superficie con pocos cráteres de impacto, como es la superficie terrestre en la que se han catalogado unos ciento sesenta en todo el planeta, representa un planeta en el que ocurren muchas cosas. Por ejemplo, el cráter del desierto del Sahara (Fig. 15) ha tenido una invasión de arena que ha cubierto la mayor parte de la estructura. Queda un pequeño borde levantado, una ligera depresión en el centro, pero no es tan fácil de reconocer como los de la imagen de la superficie marciana.

Aunque Marte es mucho más pequeño que la Tierra posee varios volcanes que sobrepasan el tamaño de los más grandes volcanes terrestres.

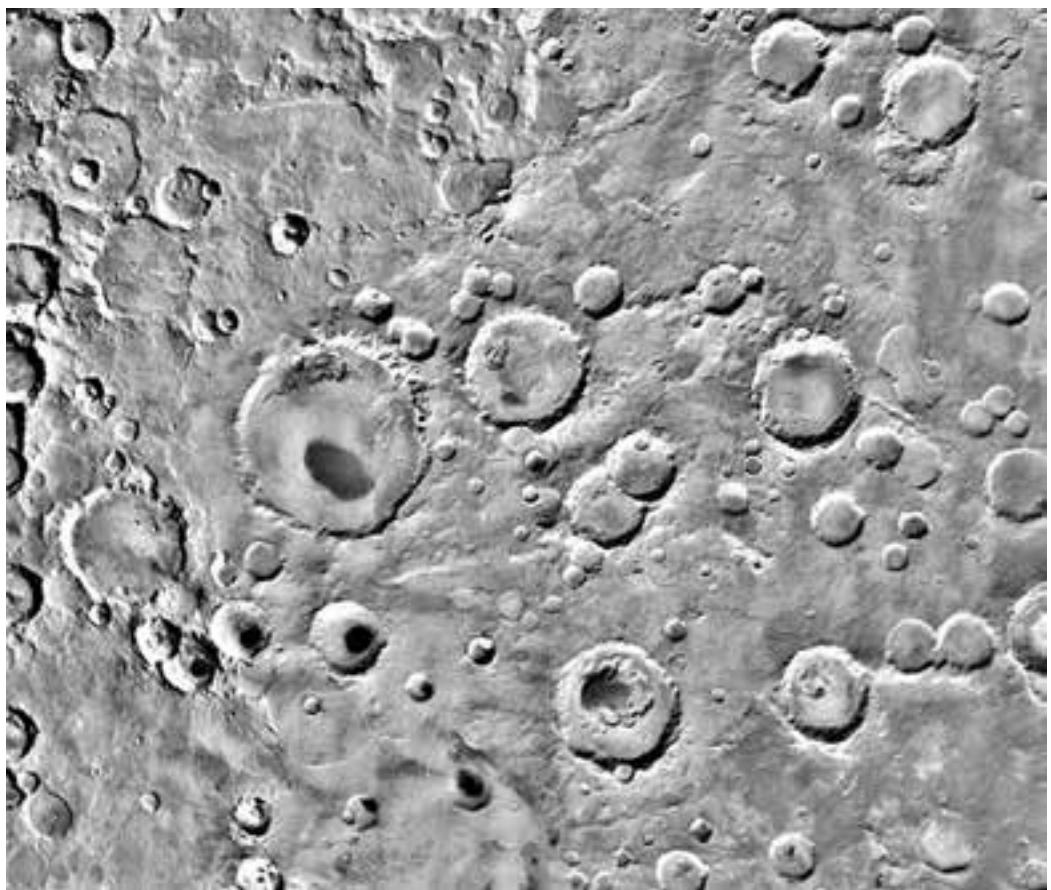


Fig. 14. Superficie de Marte en la que se observan decenas de cráteres de impacto.

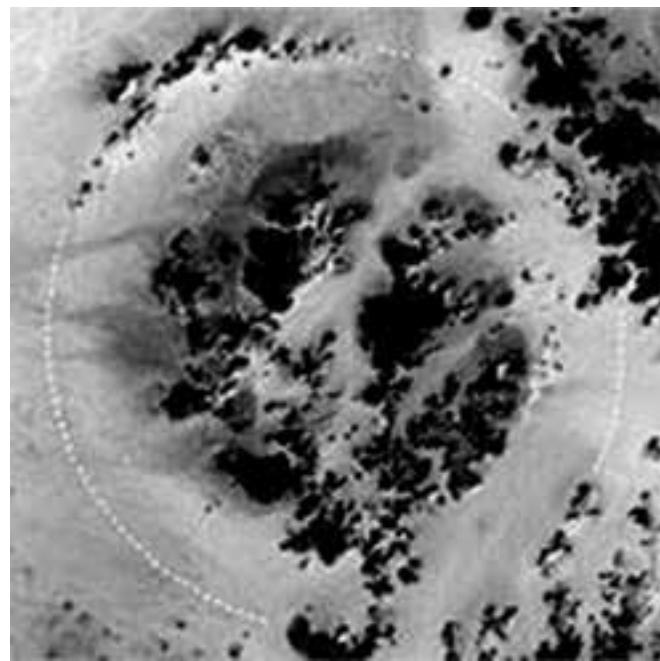


Fig. 15. Cráter de impacto en el desierto del Sahara, parcialmente invadido por la arena.

Los volcanes más grandes están situados en grandes elevaciones o domos en las regiones marcianas de Tharsis y Elysium. El monte Olympus es el mayor de los volcanes de Tharsis. El Olympus mide 21 km de altura, por lo que está por encima de la atmósfera marciana, con numerosas calderas volcánicas como las terrestres (Fig. 16). En la parte alta también tiene cráteres de impacto. Está rodeado por un escarpe cuyo origen no se conoce bien. Probablemente ha habido colapsos en el edificio, quizá del tipo de los

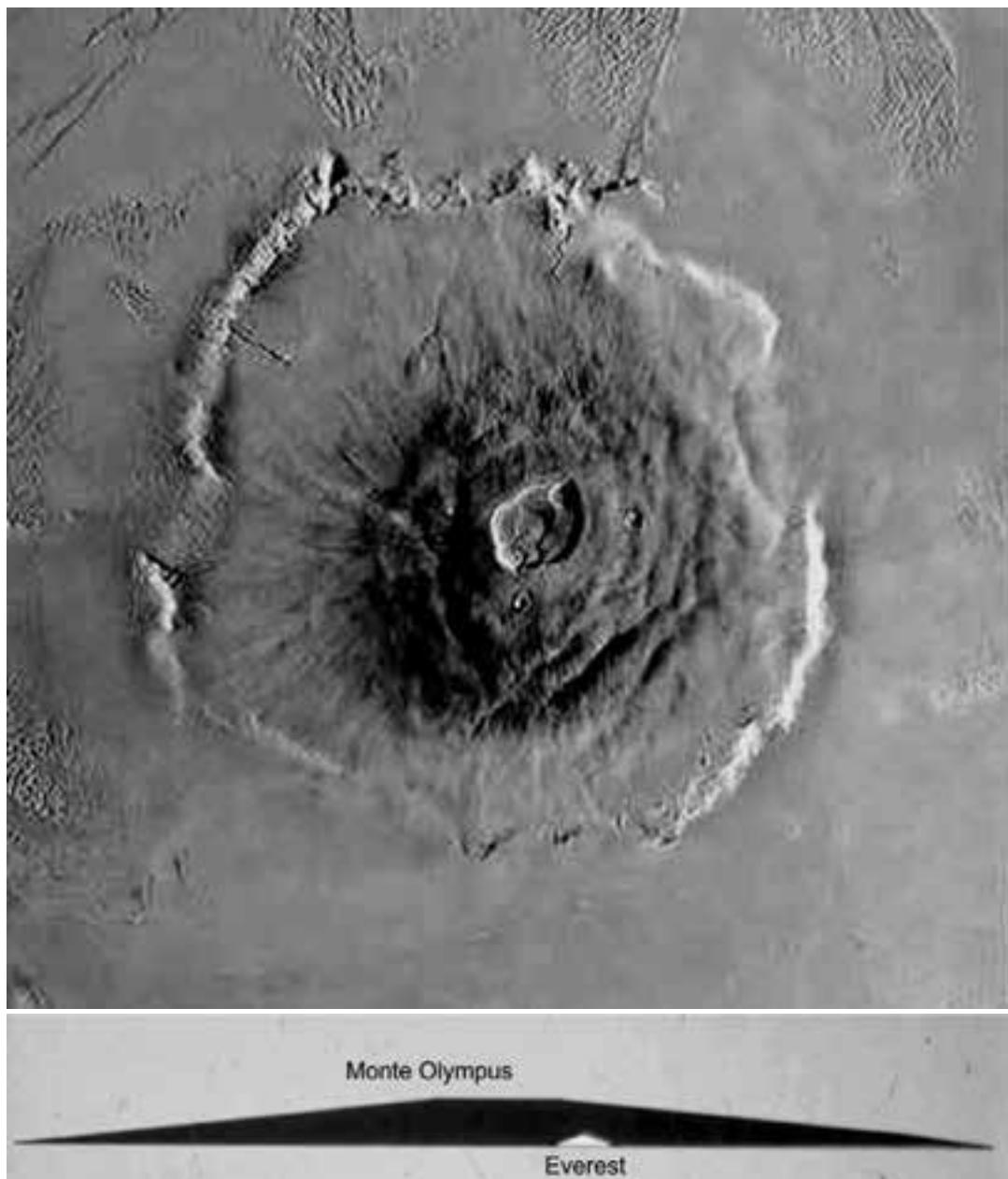


Fig. 16. El monte Olympus se eleva hasta unos 21 km de altura, y con sus 500 km de diámetro sobrepasa ampliamente a la mayor de las montañas terrestres.

ocurridos en las islas Canarias. Se trata de un monte inmenso, de unos 500 km de diámetro, junto al que el Everest resulta insignificante. Aunque el Everest, más pequeño, tiene mayor desnivel.

¿Vida en Marte?

A la pregunta inicial, de ¿por qué Marte?, se puede añadir la pregunta quizá más apasionante ¿Hubo vida en el planeta rojo? En estos momentos seguimos sin saber la respuesta. En la imagen de la figura 17 aparece la famosa bacteria, que probablemente no sea una bacteria. Pero su hallazgo catalizó el desarrollo de una nueva ciencia, la Astrobiología, que tiene como objetivo la búsqueda de vida fuera de la Tierra. La supuesta bacteria se descubrió en 1996 en un meteorito encontrado en la Antártida y que, sin discusión, procedía de Marte. Esta estructura fue planteada como un posible fósil bacteriano. Sin embargo, se demostró que el meteorito está contaminado con materia orgánica terrestre, de manera que la información obtenida a partir de él resulta, al menos, sospechosa. Esta roca tiene una edad aproximada de 4000 millones de años, un momento en que Marte tenía agua líquida en la superficie, y una época realmente crucial en la historia del pla-



Fig. 17. Esta famosa microfotografía de un meteorito marciano encontrado en la Antártida fue interpretada como un posible fósil bacteriano.

neta durante el cual existió un importante volcanismo activo, y por lo tanto, unos flujos importantes de energía en la corteza. Es decir, en aquellos momentos se contaba con los ingredientes decisivos para la aparición de la vida. Había energía y agua líquida. Y, ¿por qué no? La pregunta sigue ahí, y más allá de las dudas sobre el fósil de este meteorito, se ha continuado investigando la posibilidad de que hubiera habido vida en Marte.

Por esos tiempos en la Tierra, las evidencias obtenidas de rocas sedimentarias, como las procedentes de Groenlandia (Fig. 18), muestran indicios químicos de vida sobre el planeta. La distribución de los isótopos de carbono producidos por seres vivos en la actualidad (el carbono no producido por seres vivos tiene otra representación) se comparan con los valores obtenidos de las rocas de 3800 millones de años de la localidad de Isua, en Groenlandia (Fig. 18). Estos datos constituyen una prueba bastante clara de que la vida se originó en la Tierra cuando las condiciones eran similares a las de Marte. Por eso el gran interés por investigar si en Marte pudo ocurrir lo mismo.

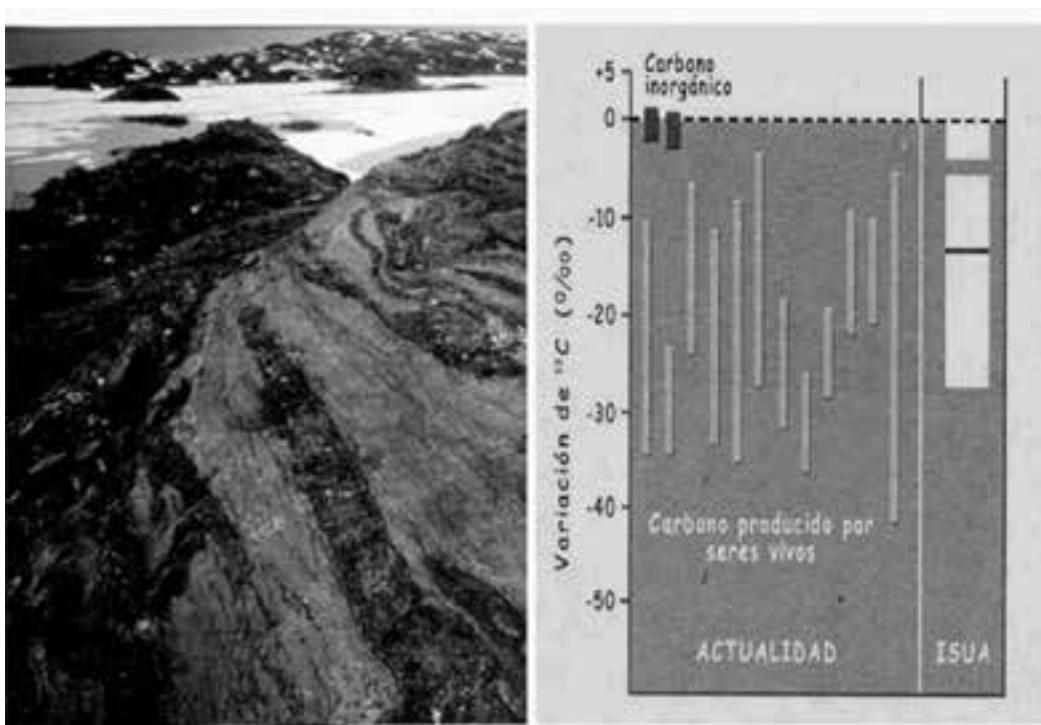


Fig. 18. Las evidencias obtenidas de rocas sedimentarias de Isua, Groenlandia (izquierda), muestran indicios químicos de vida sobre el planeta hace 3800 millones de años. La distribución de los isótopos de carbono producidos por seres vivos actuales, comparada con los valores obtenidos de las rocas de Isua (derecha) constituye una evidencia de que la vida se originó en la Tierra cuando las condiciones eran similares a las de Marte.

Al hablar de la posibilidad de vida en Marte también hay que dejar un hueco para hacer una referencia a la pseudociencia. Algunas imágenes de las obtenidas en la superficie del planeta rojo han sido utilizadas para entrever el aspecto de una efigie que hubiera sido esculpida en la roca por una civilización avanzada. Así, una imagen tomada por Viking 1 en 1976 parece incluir el aspecto de una cara (Fig. 19). Sin embargo, cuando vemos el contexto, comprobamos que hay docenas de relieves que tienen formas diversas y a las cuales no se les debe dar mayor importancia. Lo primero que hizo en la primera órbita que pudo la sonda Mars Global Surveyor en 2001 fue fotografiar otra vez la misma zona y el resultado (Fig. 19) permite comprobar que no tiene ningún aspecto de cara.



Fig. 19. Una imagen tomada por Viking 1 en 1976 (izquierda) fue interpretada como una cara esculpida en la roca. La imagen obtenida en el mismo lugar por la sonda Mars Global Surveyor en 2001 (derecha), permitió descartar esa posibilidad.

Las especulaciones sobre vida inteligente en Marte o en otros planetas abre la puerta a algunas reflexiones. Así, cuando uno comprueba que a pesar del alto grado de civilización alcanzado en la Tierra no ha sido posible poner freno a la barbarie, uno puede pensar en la llegada de un día en el que las condiciones de vida en este planeta sean totalmente adversas como consecuencia de la propia civilización. También podemos plantearnos si eso ha ocurrido en otros planetas y si ha existido alguna civilización que haya sabido superar la cultura de matar. Son preguntas de siglos que continúan sin respuesta.

La historia de dos planetas

En la actualidad estamos en condiciones de explicar y reconstruir a grandes rasgos la historia de estos dos planetas: la manera en que se originaron, la evolución que han seguido y el modo en que terminarán. El comienzo consistió en un gran océano de magma (Fig. 20). Al principio, los gases estuvieron suspendidos sobre la superficie. Después, hace unos 4500 millones de años, se originó la luna. Por esos tiempos, el océano de magma tendría unos mil kilómetros de profundidad, y en él se iría separando el hierro para ir formando el núcleo de la Tierra (Fig. 20). Lo mismo sucedió en los demás planetas y en los asteroides. De manera que los dos planetas, la Tierra y Marte, comenzaron su historia de manera similar.

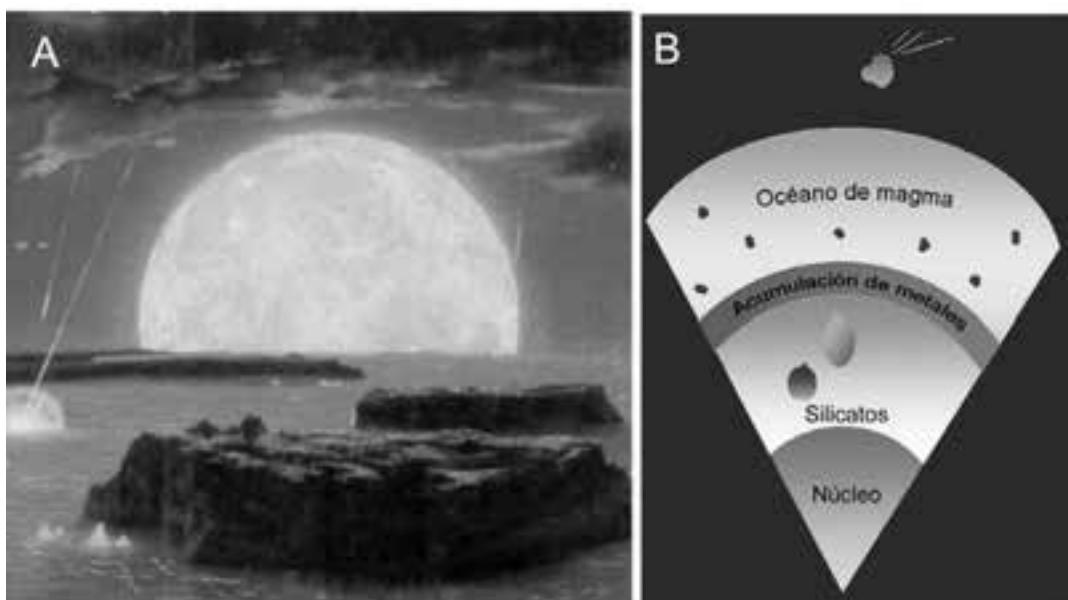


Fig. 20. Recreación del hipotético aspecto inicial de un planeta con la superficie ocupada por un inmenso océano de magma (A). En el profundo océano de magma el hierro se iría separando para formar el núcleo (B).

Más tarde, hace 4000 millones de años, comenzaron a suceder cosas interesantes en Marte. Hace unos cuatro años, durante una clase práctica examinando imágenes de Marte, un estudiante me preguntó sobre una pequeña línea blanca que apenas se distinguía y que parecía trazar un zigzag. Estaba situada más o menos en el ecuador del planeta, en el límite sur de Tharsis, la enorme meseta circular de hasta 10 kilómetros de altura. Al estudiante le contesté que no lo sabía, pero me picó la curiosidad y cuando terminó la práctica intenté ver más de cerca la imagen. Repasé en el límite sur de Tharsis, la región denominada Thaumasia, con elevaciones

que se yerguen unos cinco kilómetros (Fig. 21). Allí descubrí que había muchas más cosas que las que el estudiante había observado.

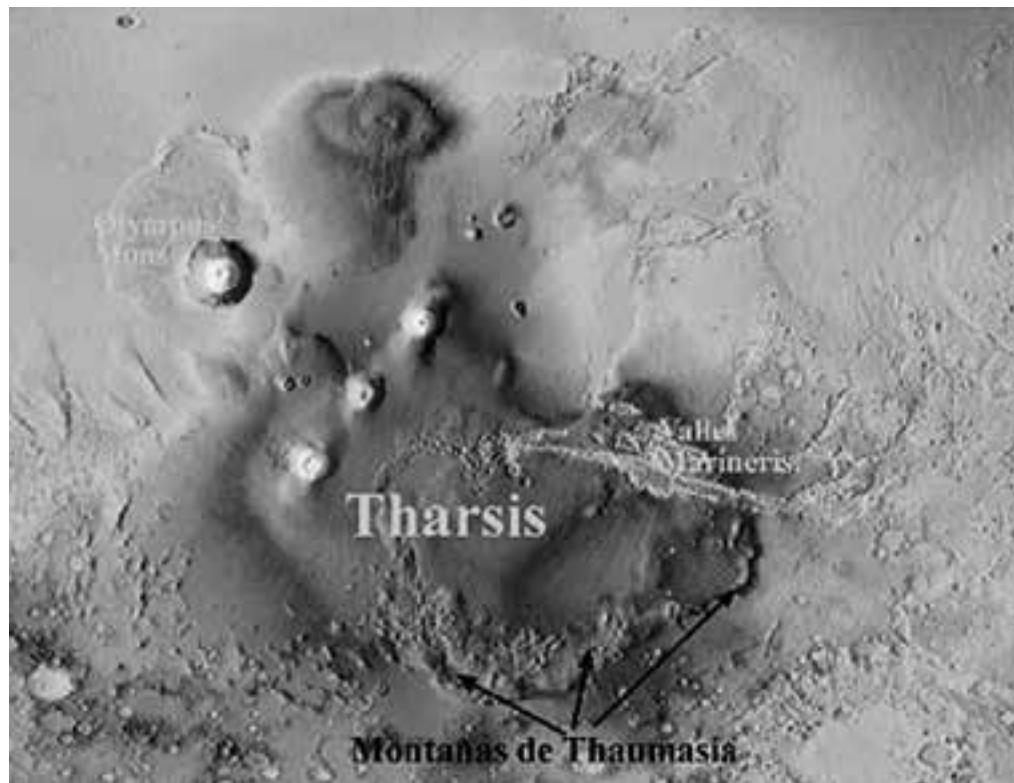


Fig. 21. Meseta de Tharsis en cuyo límite sur se encuentra la región de Thaumasia, bordeada por unas elevaciones de unos cinco km.

Se trataba de una serie de curvaturas, como líneas que se dan la vuelta, que se parecían mucho a las formas que en la Tierra generan los pliegues erosionados, y que están presentes, por ejemplo, en Galicia. Se trata de la deformación de las capas geológicas con forma ondulada, y surgen como consecuencia de la presión en rocas plásticas que en lugar de fracturarse se curvan. Estas observaciones resultaban muy interesantes para realizar comparaciones, puesto que en Galicia se formaron cuando el actual continente norteamericano chocó contra la Península Ibérica y deformó las rocas.

Empezamos a preguntarnos que podría haber pasado en Marte para que las rocas se deformasen de igual manera que las rocas de la Tierra. Al final del estudio que realizamos junto a Carlos Fernández, de la Universidad de Huelva, llegamos a la conclusión de que estas rocas habían sido presionadas, se habían movido y se habían montado unas sobre otras.

En el artículo científico que preparamos, y también en una reseña que publicamos en *El País* en enero de 2007, exponíamos que hasta ahora

Thaumasia nunca se había interpretado como una cadena de montañas. Los cálculos estructurales indicaban que en algunas zonas se habían erosionado hasta 8000 metros de roca. De manera que, o bien las montañas fueron desmanteladas durante un largo periodo de tiempo, a medida que se levantaban, o bien esta cadena superó los 12000 metros, un probable récord en el Sistema Solar, para ser luego arrasadas en un periodo corto de inusitada actividad erosiva.

Los revisores del artículo nos preguntaron si estábamos proponiendo tectónica de placas en Marte. Les contestamos que no exactamente. Que lo que afirmábamos era que en Marte había montañas que tenían los mismos rasgos que las que en la Tierra se forman por tectónica de placas. Evidentemente, no sabíamos si había habido o no tectónica de placas, pero si un mecanismo que producía los mismos efectos. A la pregunta, ¿Hubo continentes móviles en Marte hace unos 4000 millones de años?, todavía no tenemos una respuesta afirmativa, pero tampoco podemos decir que no, puesto que hemos encontrado indicios de que si pudo haberlos. Ahora sólo es posible afirmar que en aquella época en el planeta vecino actuó un fenómeno capaz de producir cadenas de montañas tan grandes como las mayores terrestres. Fuese tectónica de placas u otro proceso desconocido, su potencia fue suficiente para desgarrar la corteza y elevarla hasta la estratosfera.

Todo esto resulta particularmente interesante por una cuestión. 4000 millones de años es la cifra que más veces he repetido. Es una cifra mágica en la historia del Sistema Solar, porque es el momento en el que surgió la vida en nuestro planeta. El momento, además, en que Marte tenía las mismas condiciones que la Tierra. Por ello cabe preguntar si la tectónica de placas puede contribuir al desarrollo de la vida. Y la respuesta es que quizás. Se ha comprobado que la compleja diversidad constituida por millones de especies que han existido y existen en la Tierra ha sido condicionada por la tectónica de placas. El movimiento de los continentes ha provocado el aislamiento de las especies. Así, cuando la India se desplazaba desde el polo sur hasta por encima del ecuador, iba teniendo lugar un progresivo cambio de clima que dio nuevos hábitats a la flora y la fauna que vivía encima. Cuando dos continentes chocan, sus faunas se reúnen, y aparecen también nuevas probabilidades de evolucionar. De manera que un planeta con tectónica de placas es un planeta cuya biosfera tiene más oportunidades evolutivas. Por lo tanto, todo esto ayuda a definir un momento particularmente interesante en la historia del planeta. En la imagen de la superficie marciana (Fig. 22) se observan unos pliegues cuyo origen es una incógnita. Si en Marte no hay tectónica de placas, en estos momentos carecemos de argumentos científicos para explicar la deformación de estas rocas.

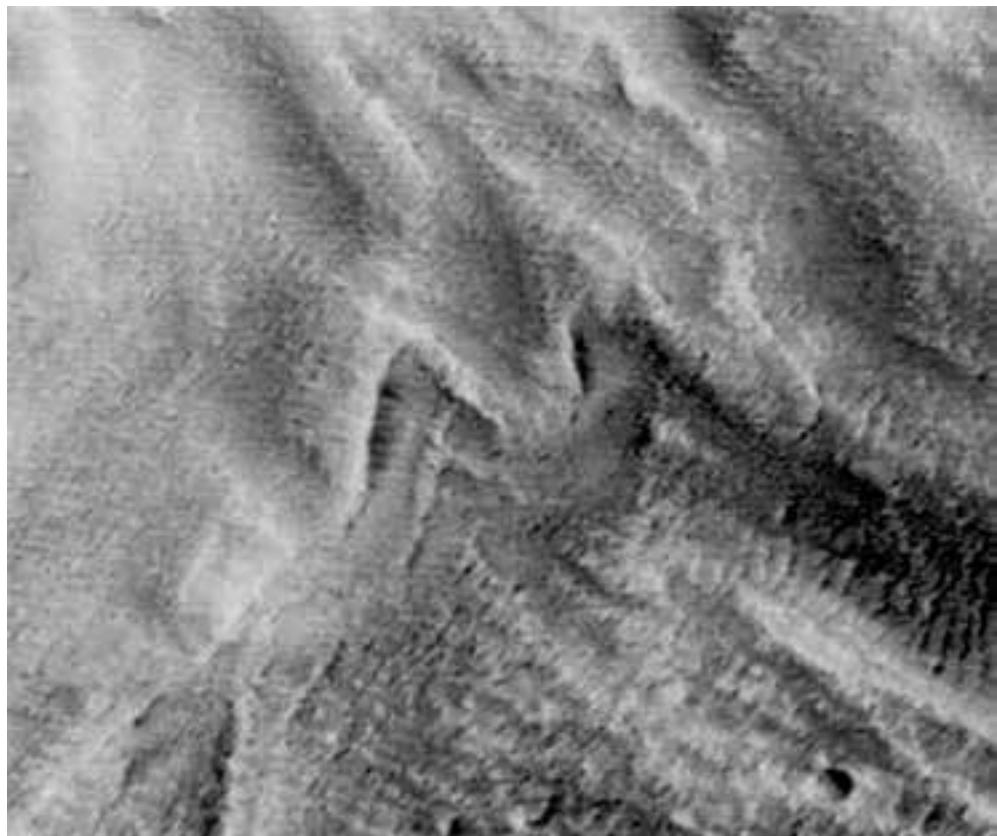


Fig. 22. Estos pliegues, observados en la superficie marciana, recuerdan a los plegamientos que en la Tierra están relacionados con la tectónica de placas.

El clima de Marte

Sobre el clima de Marte es posible afirmar que el planeta ha experimentado un cambio climático global, un dato que nos sirve de coartada para seguir explorando el planeta. Si en la Tierra existe gran preocupación por el cambio climático global, sería muy útil disponer de la referencia de otro planeta para saber cómo ha tenido lugar el proceso. Marte ha tenido repetidos momentos en su historia con un clima que podríamos denominar aceptable, y otros momentos, como el actual, con un clima durísimo y helado.

Los cambios que han tenido lugar en el clima, quizá sucedieron de la siguiente manera. Si utilizamos la situación actual como referencia, con hielo en los casquetes polares y hielo disperso en la corteza (poros de las rocas, por ejemplo), la entrada más o menos masiva en erupción de los volcanes marcianos, es responsable de desencadenar el siguiente proceso. La emisión por los volcanes de grandes cantidades de gases a la atmósfera, gran parte de los cuales son de invernadero (todos aquellos con tres o más

átomos), junto con el calor generado por la actividad volcánica, provoca una progresiva fusión del hielo de los polos y de la corteza. En esta situación, el agua comienza a salir a la superficie y a incrementar el efecto invernadero. A través de este proceso alcanzaríamos un clima relativamente cálido, en que existiría un ciclo del agua con un océano transitorio que se llenaría en zonas definidas. La duración de este periodo no lo conocemos, pero dependería de la intensidad de la emisión de los gases.

Este periodo cálido también tendría su final. Marte es un planeta con muy pequeña masa y por tanto está condenado a no tener una atmósfera densa permanente. Iría progresivamente perdiendo la atmósfera al espacio y volvería a un clima duro, que es el estable con las características del planeta. No sabemos las veces que este ciclo de climas ha tenido lugar en Marte, pero la presencia de una sobreexcavación en el fondo de algunos canales sugiere que al menos ha habido dos ciclos climáticos húmedos, y es probable que vuelva a suceder en el futuro. Muchas de las zonas volcánicas y de los edificios volcánicos han entrado en erupción en los últimos millones de años, y pueden volver a hacerlo.

El agua que se acumuló y discurrió por las zonas de los canales más importantes alcanzó valores muy elevados, hasta un centenar de veces superior a los caudales de los ríos terrestres más caudalosos como el Amazonas o el Mississippi. Esa inmensa cantidad de agua en parte ha ido a parar al espacio, pero buena parte de ella está ahora en los casquetes polares y en la corteza congelada en los poros de las rocas.

Otro aspecto que conocemos mal es la historia de las glaciaciones en Marte, pero tampoco la conocemos muy bien en nuestro planeta. De hecho, hay tantas hipótesis acerca de la causa de las edades de hielo, que lo mejor que podemos decir es que no lo sabemos. Conocemos la secuencia de las glaciaciones que han tenido lugar en la Tierra. La más importante se produjo cuando todos los continentes estaban situados cerca del ecuador, por lo que las lluvias eran abundantes sobre los continentes y había más alteración de las rocas, la cual consume dióxido de carbono que se va tomando de la atmósfera, con lo cual su concentración baja, la temperatura también, y las precipitaciones comienzan a ser en forma de nieve. De modo que la nieve cubrió los continentes, y los extremistas incluso piensan que cubrió los océanos por completo, o casi por completo.

La salida de estos periodos fríos está ligada a la actividad de los volcanes que emitiendo dióxido de carbono volvieron a calentar el planeta. Si todos los continentes volvieran a situarse cerca del ecuador es probable que ocurriera lo mismo, pero no estamos seguros. Las siguientes glaciaciones se produjeron por mecanismos fundamentalmente distintos, de manera que es difícil entender las glaciaciones en Marte cuando tenemos tantos interrogantes sobre las de la Tierra.

Sin embargo, en Marte está ocurriendo algo muy interesante en estos momentos. Quizá sea por casualidad, quizá no. Al igual que en la Tierra, Marte va hacia un clima cada vez más cálido. En el polo sur hay indicios geológicos muy claros de que este casquete fue mucho más grande en el pasado. Una amplia superficie, mucho mayor que la actualmente ocupada por el casquete polar está ocupada por morrenas, una prueba de que el hielo cubrió al menos esa amplia superficie (Fig. 23). En estos momentos el casquete está claramente en retroceso, de forma similar a como está ocurriendo en la Tierra.

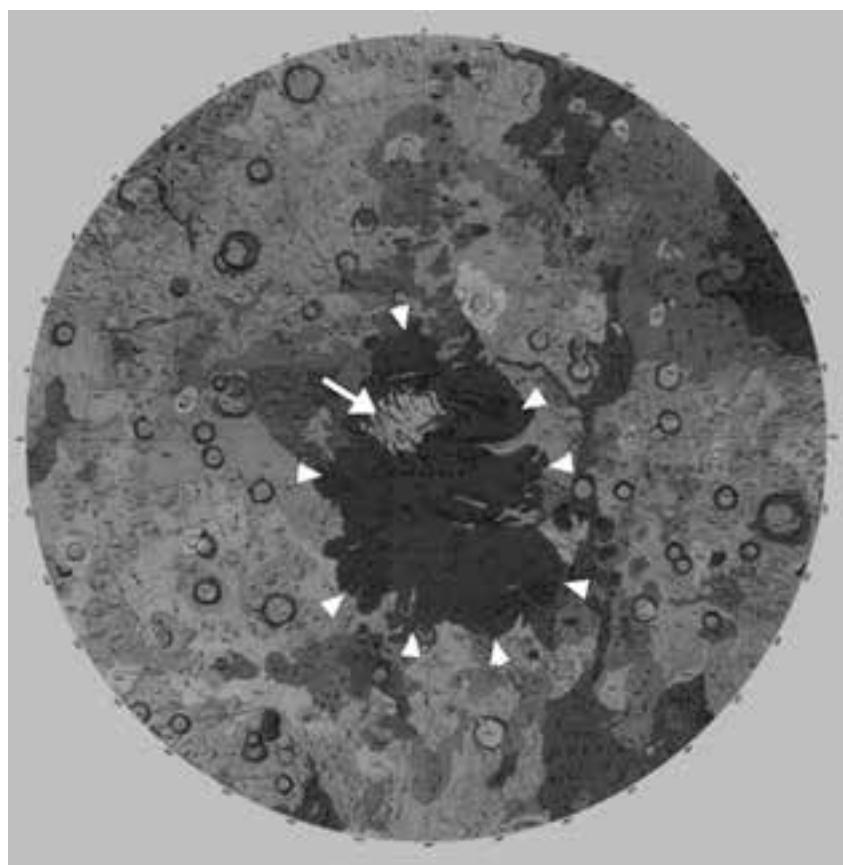


Fig. 23. Mapa geológico del hemisferio sur marciano en el que se puede observar el actual casquete de hielo (flecha), y la amplia superficie que ocupó en el pasado confirmado por la presencia de morrenas (triángulos).

En la superficie del casquete del polo sur se han observado unas estructuras en forma de habas de un centenar de metros de diámetro, los denominados pozos de sublimación (Fig. 24). Observaciones sucesivas han permitido comprobar que están creciendo muy deprisa: el hielo está pasando a la atmósfera directamente. Si el ritmo de crecimiento se mantiene como en la actualidad dentro de algunos años no habrá hielo en el polo sur

de Marte. Y eso nos lleva otra vez a reflexionar sobre la situación en la Tierra, donde la pérdida de hielo se está produciendo a un ritmo dramático. Según los expertos, a las nieves del Kilimanjaro le quedan unos veinte años. Pero lo que está ocurriendo en Marte, evidentemente no puede ser culpa nuestra.

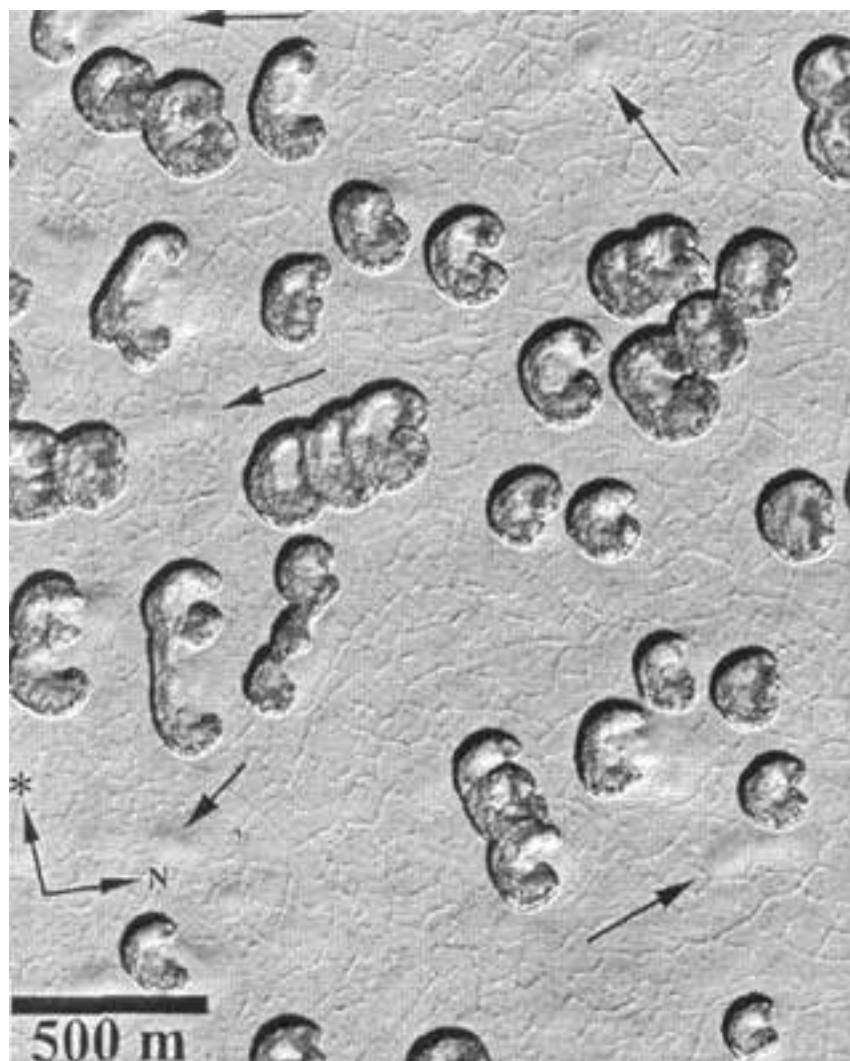


Fig. 24. Los pozos de sublimación observados en el casquete de hielo del polo sur marciano están creciendo muy deprisa. La pérdida de hielo puede hacerlo desaparecer en pocos años.

Reflexión final

Para finalizar realizaré una reflexión que va más allá de la ciencia y que nos atañe desde el punto de vista social. *¿Debemos ir a Marte?*, entendiendo como tal, el enviar astronautas y establecer colonias. Marte está siendo explorado mediante sondas robóticas, la última, que está cerca

de su polo norte se está quedando enterrada, y no pasa nada. Se convertirá en chatarra. Evidentemente no podemos actuar de igual forma con astronautas. Algunos dibujos de la NASA han tratado de ilustrar como sería una expedición a Marte (Fig. 25). En algunas se refleja una visión idealizada de lo que sería la exploración de marciana. El artista ha sabido expresar muy bien lo que es la expectación ante la curiosidad que tenemos por conocer lo que hay un poco más allá.



Fig. 25. Ilustraciones idealizadas de lo que sería la exploración de Marte: la expectación ante lo desconocido (A), o el hallazgo de evidencias de vida en el planeta.

También se representa una base marciana en plena actividad. Los dibujantes de la NASA ilustran siempre a un astronauta encontrando un fósil, lo que es una pista clara de lo que se persigue con la exploración de este planeta. Evidentemente, esto no va a tener lugar, porque el fósil de la

imagen representa a un organismo muy evolucionado, y no encaja con lo que sabemos de la historia de Marte. Un animal complejo, como es un artrópodo, requiere miles de millones de años de evolución con un clima sostenido y agua abundante, situaciones que no han ocurrido en Marte, tal como hemos visto previamente. Pero tal vez, el hallazgo no sería de un trilobites sino de una bacteria marciana.

En todo caso, se trata de una base estable, que implicaría invertir el poco dinero disponible para la investigación del planeta en preparar una visita a Marte, puesto que una misión tripulada cuesta lo que cien misiones robóticas. Por otra parte, una misión tripulada tendría que permanecer dos años como mínimo en el planeta, ya que este es el tiempo para disponer de una órbita de vuelta. Dos años no se pueden vivir en un módulo de aterrizaje, sino que requieren la construcción de una base. Además, no tendría sentido plantearla para un solo viaje sino que estaría diseñada para recibir misiones de forma continua. Esto significaría invertir una buena parte del PIB de la Tierra en colonizar Marte. Los ecologistas espaciales defienden que tenemos cosas mejores que hacer aquí en la Tierra, antes de iniciar la aventura de explorar otro planeta. Por lo menos, hasta que no hayamos puesto un poco de orden en éste.

Agradecimientos

Las imágenes de Marte proceden de JPL/NASA, US Geological Survey y Malin Space Science Systems.

Bibliografía del autor sobre Marte

ANGUITA, F. (1998). *Historia de Marte*. Planeta, Barcelona.

ANGUITA, F. (2003). Ciencias planetarias para el ciudadano del siglo XXI. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 11: 158-162.

ANGUITA, F. (2006). Glaciares Marcianos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13: 322-328.

ANGUITA, F. & G. CASTILLA (2003) *Crónicas del Sistema Solar*. Editorial Equipo Sirius.

ANGUITA, F. & M. DOMINGO (2003). Del cálido Venus a los helados cometas, pasando por las guerras marcianas: algunas claves del Sistema Solar. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 11: 170-180.

ANGUITA, F., A.F. FARELO, V. LÓPEZ, C. MAS, M.J. MÚÑOZ-ESPADAS, A. MÁRQUEZ & J. RUIZ (2001). Tharsis dome, Mars: New evidence for Noachian-Hesperian thick-skin and Amazonian thin-skin tectonics. *Journal of Geophysical Research-Planets* 106: 7577-7589.

ANGUITA, F. & C. FERNÁNDEZ (2007). El Himalaya de Marte. *El País*, 03.01.2007.

ANGUITA, F., C. FERNÁNDEZ, G. CORDERO, S. CARRASQUILLA, J. ANGUITA, A. NÚÑEZ, S. RODRÍGUEZ & J. GARCÍA (2006). Evidences for a Noachian-Hesperian orogeny in Mars. *Icarus* 185: 331-357.

FAIRÉN, A.G., J. RUIZ & F. ANGUITA (2002). An origin for the linear magnetic anomalies on Mars through accretion of terranes: Implications for dynamo timing. *Icarus* 160: 220-223.

FERNÁNDEZ, C. & F. ANGUITA (2007). Oblique rifting at Tempe Fossae, Mars. *Journal of Geophysical Research-Planets* 112: 9007.

MÁRQUEZ, A., C. FERNÁNDEZ, F. ANGUITA, A. FARELO, J. ANGUITA & M.A. DE LA CASA (2004). New evidence for a volcanically, tectonically, and climatically active Mars. *Icarus* 172: 573-581.

2. Los recursos hídricos de La Caldera de Taburiente

Edelmira Luis Brito

Ingeniero agrónomo. Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte, La Palma.

El Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte es la entidad propietaria de los terrenos y las aguas de La Caldera de Taburiente en la isla de La Palma. Se trata de un heredamiento tradicional canario, esto es, una asociación de derecho privado que está amparada por una ley especial española de 27 de diciembre de 1956. Los heredamientos canarios son, por lo general, entidades que fueron constituidas hacia finales del siglo XV o principios del XVI para el aprovechamiento de las aguas naturales de las islas Canarias. El de las Haciendas de Argual y Tazacorte, en concreto, es el más antiguo del archipiélago canario y tiene una larguísima experiencia en la explotación de las aguas de La Caldera de Taburiente.

Agua y agricultura están indisolublemente ligadas en nuestra tierra y en nuestra cultura, y sólo una óptima gestión de la primera puede permitir la supervivencia de la segunda. Esta óptima gestión debe conseguirse incorporando las innovaciones que nos depara la tecnología actual a un modelo de gestión del agua que, a pesar de y gracias a sus más de cuatro siglos de existencia del Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte, se ha revelado perfectamente válido y adecuado a las necesidades de nuestros usuarios. El actual conocimiento de los recursos hídricos de La Caldera y los fundamentos de su gestión se sustentan en investigaciones realizadas por los geólogos Telesforo Bravo y Juan Coello.

La Caldera de Taburiente fue declarada Parque Nacional en 1954, y ocupa una posición septentrional en la mitad norte de la isla de La Palma. La Caldera es una depresión que tiene unos 40 km² de superficie, con un

perímetro sensiblemente ovoidal de unos 20 km de longitud, que está alargado en dirección NE-SO. La distancia entre sus bordes, medida en esa dirección, es de aproximadamente 7 km. Pero desde mucho antes de la declaración de parque nacional, desde el siglo XVI, La Caldera había sido preservada por el *Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte* frente a los diferentes ataques que la acechaban desde el exterior. De manera que siempre se ha mantenido en constante vigilancia, puesto que sus recursos naturales, como maderas, aguas, suelos de cultivo, o pastos para el ganado, han sido codiciados por muchos a lo largo de sucesivas generaciones.

La especial estructura, no sólo del recinto de La Caldera sino de las zonas limítrofes a su periferia, tanto las de superficie como las del subsuelo en donde se acumulan las aguas naturales que nacen en el parque, necesitan ser gestionadas de forma adecuada, para que el agua que alimenta sus arroyos, no sea desviada en otras direcciones.

Tanto la estructura de La Caldera como la dificultad que entraña la extracción de agua para los cultivos implantados desde los primeros años después de la conquista aparecen reflejadas en algunas citas históricas. Así, Abreu Galindo escribió: “*Tiene esta Caldera dentro unas aguas, que se juntan todas en un arroyo, que sale por una boca de esta caldera... También nacen de las espaldas de esta Caldera dos arroyos de extremada agua; el uno a la banda Norte, con que muelen dos ingenios de azúcar; y el otro a la banda de Oriente, para servicio de los molinos de la ciudad de ellas*”.

Gaspar Fructuoso narra que D. Juan de Monteverde hizo posible el regadío de las tierras de Argual, trayendo el agua de La Caldera “*con mucho coste, sacando el agua de este barranco para aprovecharla en dicho ingenio y en sus cañaverales, y lo hizo por riscos tan peligrosos y rompiendo peñas tan grandes, que en un principio parecía que iba a ser imposible sacar dicha agua del barranco y traerla al dicho lugar de Argual*”.

Los orígenes del Heredamiento

El origen del Heredamiento se remonta al 8 de julio de 1502. En esa fecha, el Adelantado D. Alonso Fernández de Lugo, conquistador de la isla de san Miguel de La Palma, y en uso del poder concedido por los Reyes Católicos, realizó la donación (pura, irrevocable e intervivos) de las aguas y tierras de La Caldera, de varias fincas y de los ingenios de Argual y Tazacorte, a su Lugarteniente D. Juan Fernández de Lugo Señorino.

Desde un principio, el cultivo de la caña de azúcar fue el cultivo de exportación predominante en el Valle de Aridane, y se extendió desde el

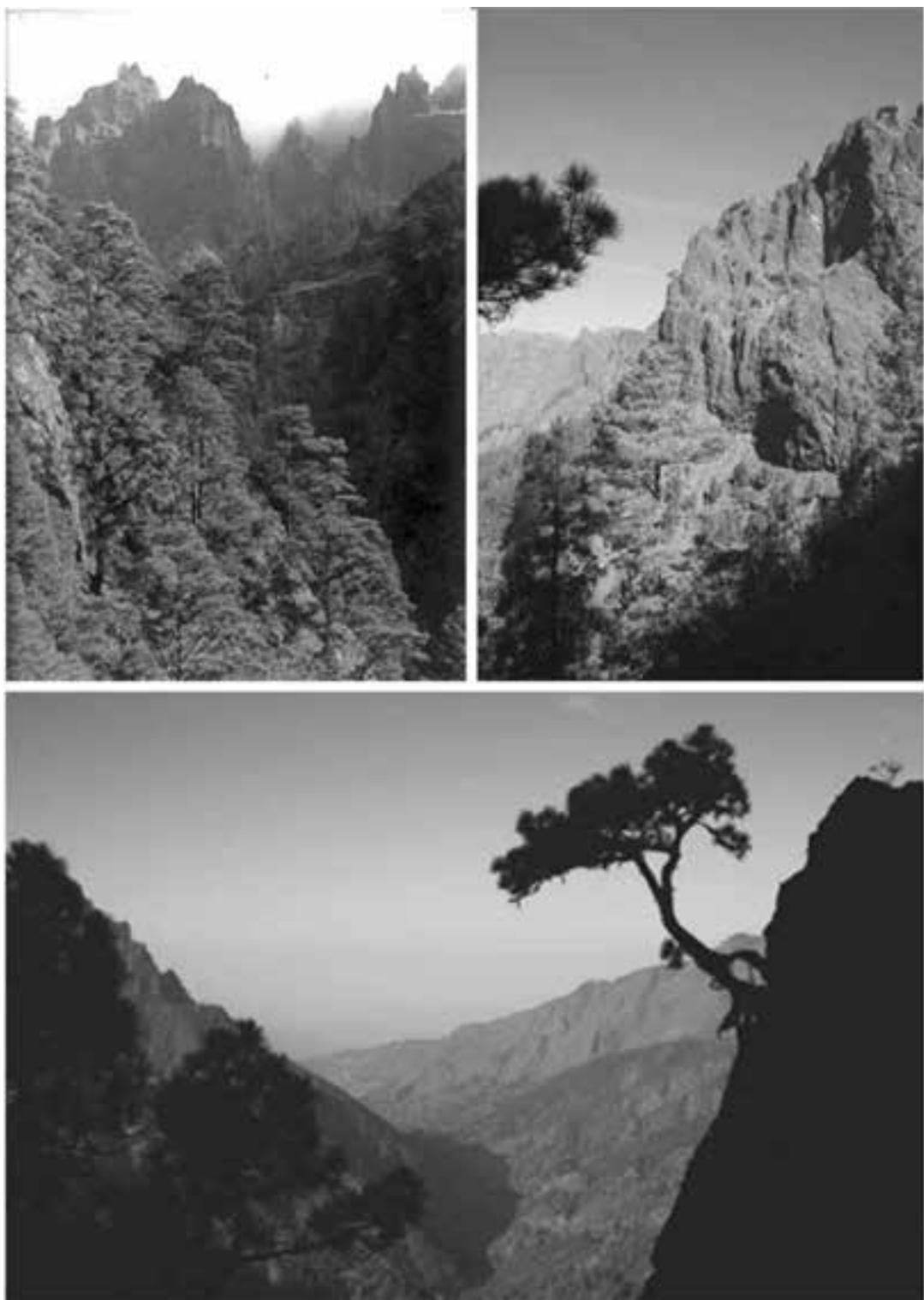


Fig. 1. La Caldera de Taburiente logró el máximo nivel de protección cuando fue declarada Parque Nacional en 1954. La creación del parque fue posible porque todos sus recursos naturales habían sido protegidos por sus propietarios, el Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte.

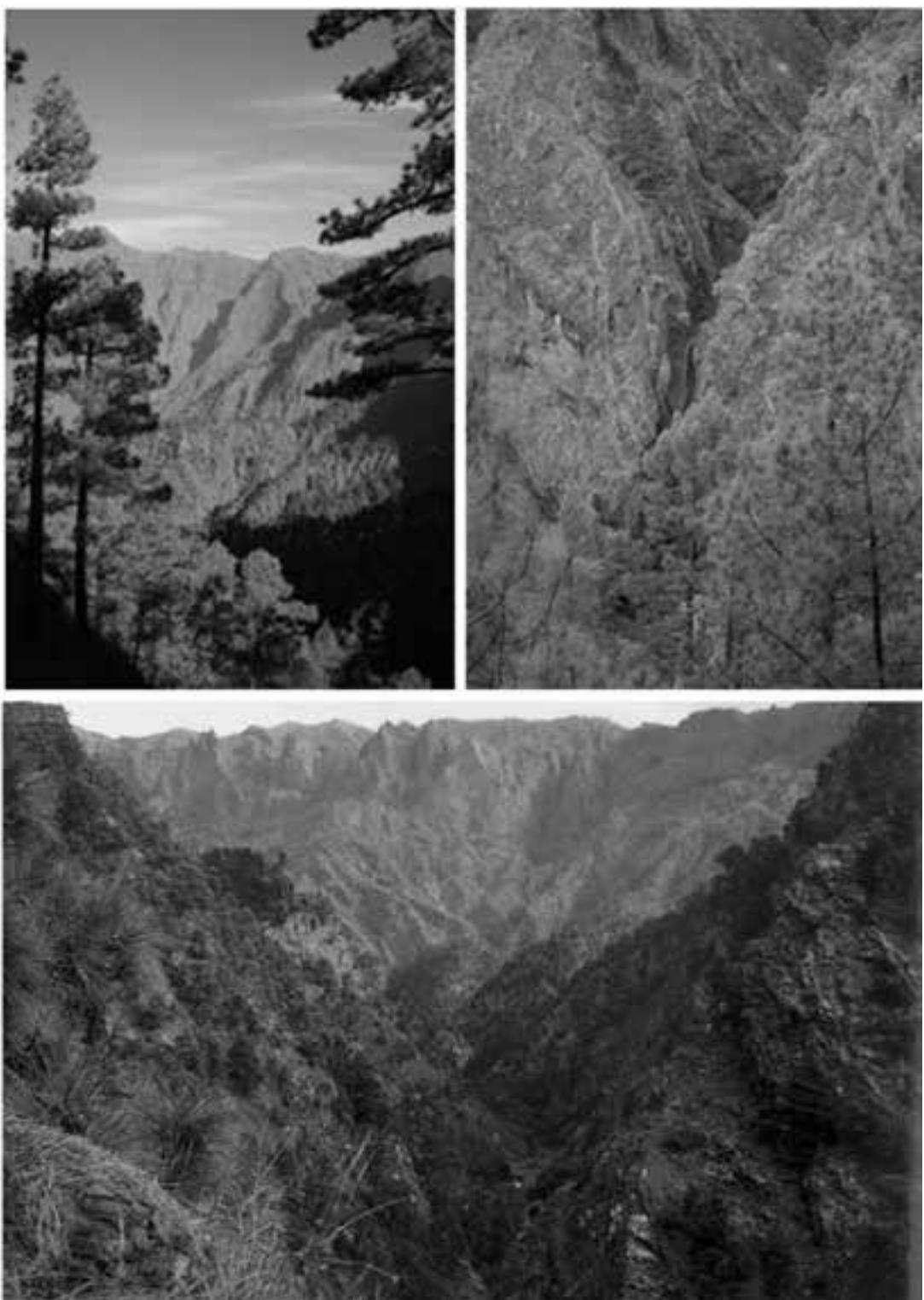


Fig. 2. Por los barrancos del interior de La Caldera discurre un caudal de agua que ha sido utilizado desde los primeros años después de la conquista. Se compone de aguas de escorrentía, de manantiales naturales y galerías, formando cursos naturales de agua corriente, excepcionales en las islas Canarias.

siglo XVI hasta bien entrado el XIX. Su decadencia fue causada, inicialmente, por la competencia del azúcar antillano, a lo que después se unió la del azúcar obtenido a partir de la remolacha. Sin embargo, también jugaron un papel relevante lo exiguo de la superficie útil para cultivo, el empobrecimiento provocado en los suelos, y las enormes cantidades de agua y leña necesarias. Todo esto provocó el cierre del ingenio de Tazacorte en 1830 y años después el de Argual en 1844. La rentabilidad de ambos dejaba bastante que desear desde comienzos del siglo XVIII.

Tras sucesivas transmisiones entre particulares: en 1508 de D. Juan Fernández de Lugo Señorino a D. Jácome Dinarte; en 1509 de éste a la célebre Compañía alemana de los Welzer; y en 1513 de ésta, que había acrecentado los bienes con nuevas datas, a D. Juan Biess (Byse o Bisen) y a D. Jácome de Monteverde, quedó éste último como único propietario a la muerte del primero. Al morir D. Jácome de Monteverde, último dueño unipersonal, todo el patrimonio se convirtió en una comunidad hereditaria, en virtud de la partición que del mismo practicaron sus cinco hijos y herederos el día 27 de noviembre de 1557. La escritura de partición puede ser considerada el más antiguo antecedente del Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte.

En la escritura de partición define y organiza la comunidad por cuotas indivisas o heredamiento de las Haciendas, y se constituyen dos conjuntos patrimoniales: la Hacienda de Arriba (Argual) y la Hacienda de Abajo (Tazacorte). A cada Hacienda se le adjudicó un ingenio y las tierras y demás elementos anexos, así como el agua que de los manantiales de La Caldera recibían por acequias para el riego. Superpuesta a tales Haciendas y en proindiviso, se atribuyen a todos los herederos las aguas, montes, tierras y atarjeas de la finca denominada La Caldera, indivisión en la que han permanecido hasta este momento.

Posteriormente el noble de origen flamenco y residente en La Palma, D. Pablo van Dalle, llegó a ser dueño de cuatro de las cinco cuotas o participaciones de los hermanos Monteverde, las cuales fueron objeto de la denominada Partición Grande de 1613. Tras dicha partición, también llamada de los Dieciséis Décimos, los bienes comunes fueron asignados, bien por mitad a ambas Haciendas (aguas y tierras de La Caldera), bien a una u otra Hacienda en particular (así los ingenios), dividiéndose todos en veinte décimos o turnos de veinticuatro horas de agua cada diez días de la conducida por las acequias de Argual o de Tazacorte, proporcionando así cada una diez turnos sucesivos de un día entero de agua.

Desde ese instante, se suceden un trácto ininterrumpido de transmisiones de las cuotas o particiones de las tierras y aguas indivisas de La Caldera y demás bienes comunes de las Haciendas de Argual y Tazacorte, transformándose la que fue propiedad individual y familiar en un

heredamiento, que en la actualidad, está constituido por la agrupación de unos dos mil regantes del valle de Aridane.

En un principio el uso, disfrute y administración de las aguas y bienes comunes estaba regulado por el sistema de apuntamiento y sin más ley que las antiguas prácticas y unas sencillas reglas que fueron convencionalmente establecidas en la precitada partición del año 1557. Estas reglas fueron ratificadas con algunas muy leves modificaciones en 1613, según aparece expuesto en la Introducción de las Ordenanzas de 1887. Los partícipes encuadrados en la Hacienda de Argual se dotaron de un verdadero Reglamento en 1698, mucho después, en 1749, lo hicieron los encuadrados en la Hacienda de Tazacorte. Estos reglamentos constituyen los antecedentes inmediatos de las Ordenanzas Generales de ambas Haciendas que gobernaron la vida del Heredamiento desde 1887 hasta 1958, fecha en la que se establecieron los actuales Estatutos del Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte.

En las Ordenanzas de 1887 se regularon prolijamente cada una de las tres comunidades del Heredamiento, es decir, la Hacienda de Argual, la Hacienda de Tazacorte (cada una con sus bienes privativos) y una tercera comunidad superpuesta a estas dos, la finca de La Caldera y otros bienes, que, desde las particiones antes citadas (1557 y 1613), quedaron indivisos y asignados por mitad a cada una de las dos Haciendas.

A lo largo de todos los preceptos que han regulado el Heredamiento es constante la preocupación por la conservación del patrimonio para que pudiera ser disfrutado por las generaciones venideras y continuara siendo motor impulsor de la agricultura del Valle de Aridane. Esto resulta evidente entre otros, por un precepto pionero en su género, recogido en su artículo octavo y que se repite en los actuales Estatutos de 1958: “Siendo un hecho de certeza indiscutible, la influencia del arbolado en la conservación y aumento de las fuentes y manantiales, se prohíbe en absoluto todo corte de árboles, introducción de ganado y cualquiera otro aprovechamiento que pueda causar daño a los montes de La Caldera pertenecientes a este heredamiento, procurándose por el contrario fomentar dichos montes con nuevas plantaciones o como se juzgue conveniente”.

Las galerías

El caudal de agua que discurre por el interior de La Caldera y que ha sido utilizado desde los primeros años después de la conquista se compone de aguas de escorrentía, aguas estacionales con caudales muy variables, y por manantiales naturales de caudales relativamente estables. Sin embargo, a mediados del pasado siglo comenzó a comprobarse que se estaba produciendo una disminución muy importante de los caudales en alguno de

los nacientes naturales, e incluso alguno llegó a desaparecer. Esta disminución de caudales en el interior de La Caldera estaba relacionada con la continua perforación de galerías que se estaba realizando desde el exterior del Parque en dirección a La Caldera. La merma de los nacientes representaba no sólo la pérdida de uno de los principales atractivos de este Parque Nacional sino también un importante deterioro de sus ecosistemas. Por otra parte, resultaba lamentable la pérdida de unos hábitats, los cursos naturales de agua corriente, que son tan excepcionales en las islas Canarias.

Ante esta situación, el Heredamiento encargó en 1960 al prestigioso geólogo Telesforo Bravo, un estudio geológico e hidrogeológico de La Caldera de Taburiente, que sirviera para conocer el estado de los recursos hídricos del subsuelo. Los geólogos Telesforo Bravo y Juan Coello recorrieron los escarpados senderos de La Caldera en agotadoras jornadas de trabajo de campo, que no estaban libres de peligros, dadas las elevadas dificultades de acceso a muchas partes de Parque. A lomos de mulas o a pie, recorrieron La Caldera levantando croquis, tomando muestras, cartografiando todos aquellos elementos geológicos que pudieran ser útiles para entender su subsuelo, la situación de los acuíferos que mostraban nacientes naturales cuyas aguas se reunían los barrancos de La Caldera.

Las investigaciones de Telesforo Bravo y Juan Coello consiguieron entender el comportamiento hidrológico de La Caldera de Taburiente y la caracterización de su acuífero. El acuífero de La Caldera es una consecuencia de las peculiaridades geológicas y climáticas de La Palma. La orografía, su extensa superficie, la abundante vegetación y la alta pluviometría localizada principalmente durante el invierno, convierten La Caldera de Taburiente en la principal cuenca de aguas de la isla de La Palma.

Esta isla se caracteriza por tener un zócalo impermeable (Complejo Basal) por encima del cual se formaron enormes estratovolcanes (los edificios Taburiente I y Taburiente II) que lo enterraron bajo centenares de metros de coladas y de escorias. Con el paso del tiempo, la actividad erosiva del barranco de Las Angustias hizo que surgiera la espectacular Caldera de Taburiente. Pues bien, por encima de los terrenos del Complejo Basal y dentro de los materiales de los estratovolcanes es donde está situado el acuífero, denominado acuífero COEBRA, en honor a los geólogos Juan Coello y Telesforo Bravo. Este acuífero está situado por encima de los 1200 metros de altura, y tiene forma de medio aro abierto hacia el sur. El acuífero está limitado por debajo por el Complejo Basal, lateralmente por piedemontes impermeables, y está sobrelevado por una tupida red de diques volcánicos. La recarga del acuífero se realiza de manera regular con los aportes de la elevada pluviometría de la zona de cumbres.

En los informes geológicos elaborados por Bravo y Coello se apuntaba a la conveniencia de perforar galerías en el interior de La Caldera, para de



Fig. 3. El Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte encargó a Telesforo Bravo en 1960 un estudio geológico e hidrogeológico de La Caldera de Taburiente que sirviera para conocer el estado de los recursos hídricos del subsuelo.

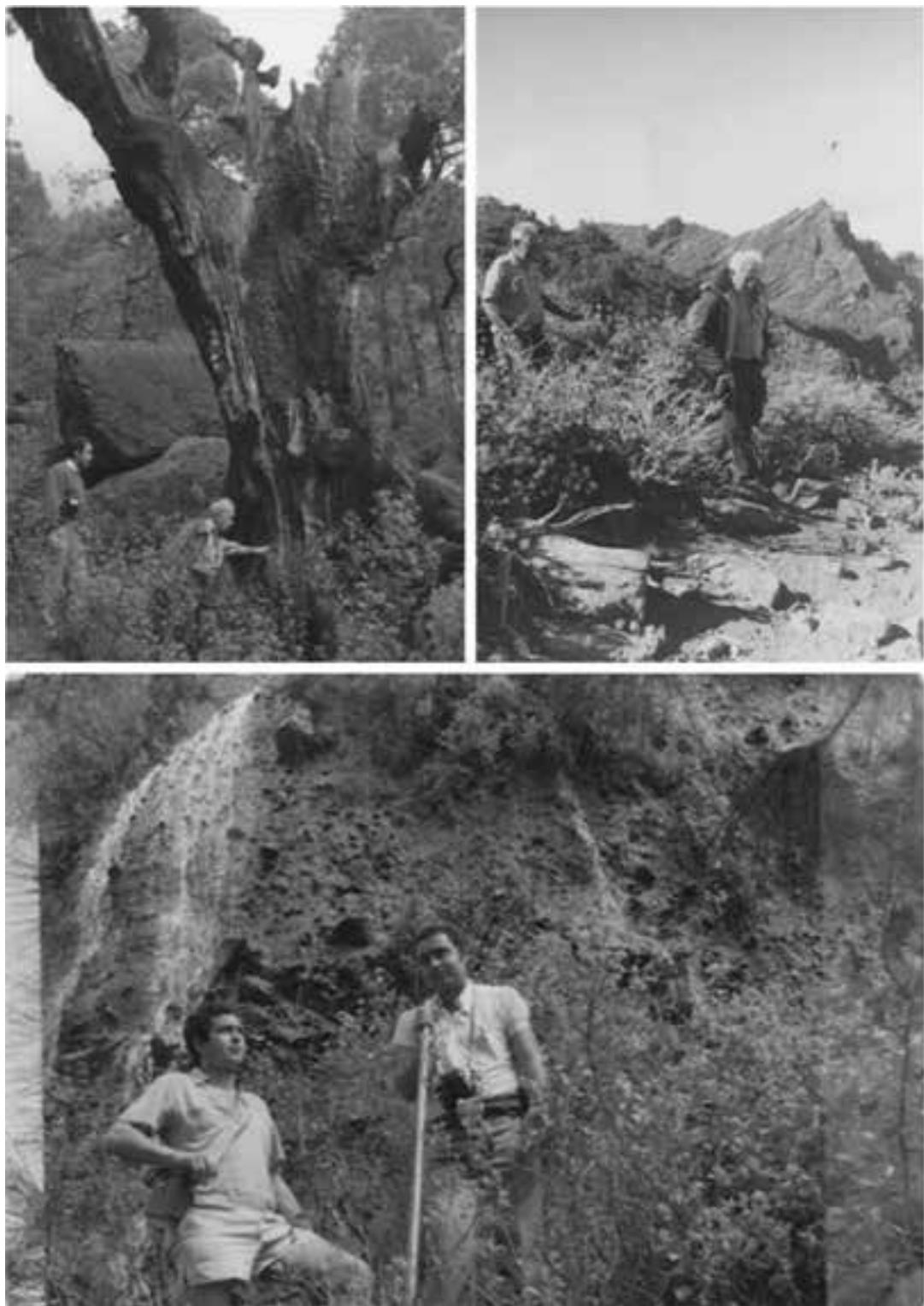


Fig. 4. Los geólogos Telesforo Bravo y Juan Coello recorrieron los agrestes senderos del interior de La Caldera en busca de las evidencias geológicas que permitieran establecer los fundamentos del funcionamiento hidrológico del subsuelo del Parque Nacional.

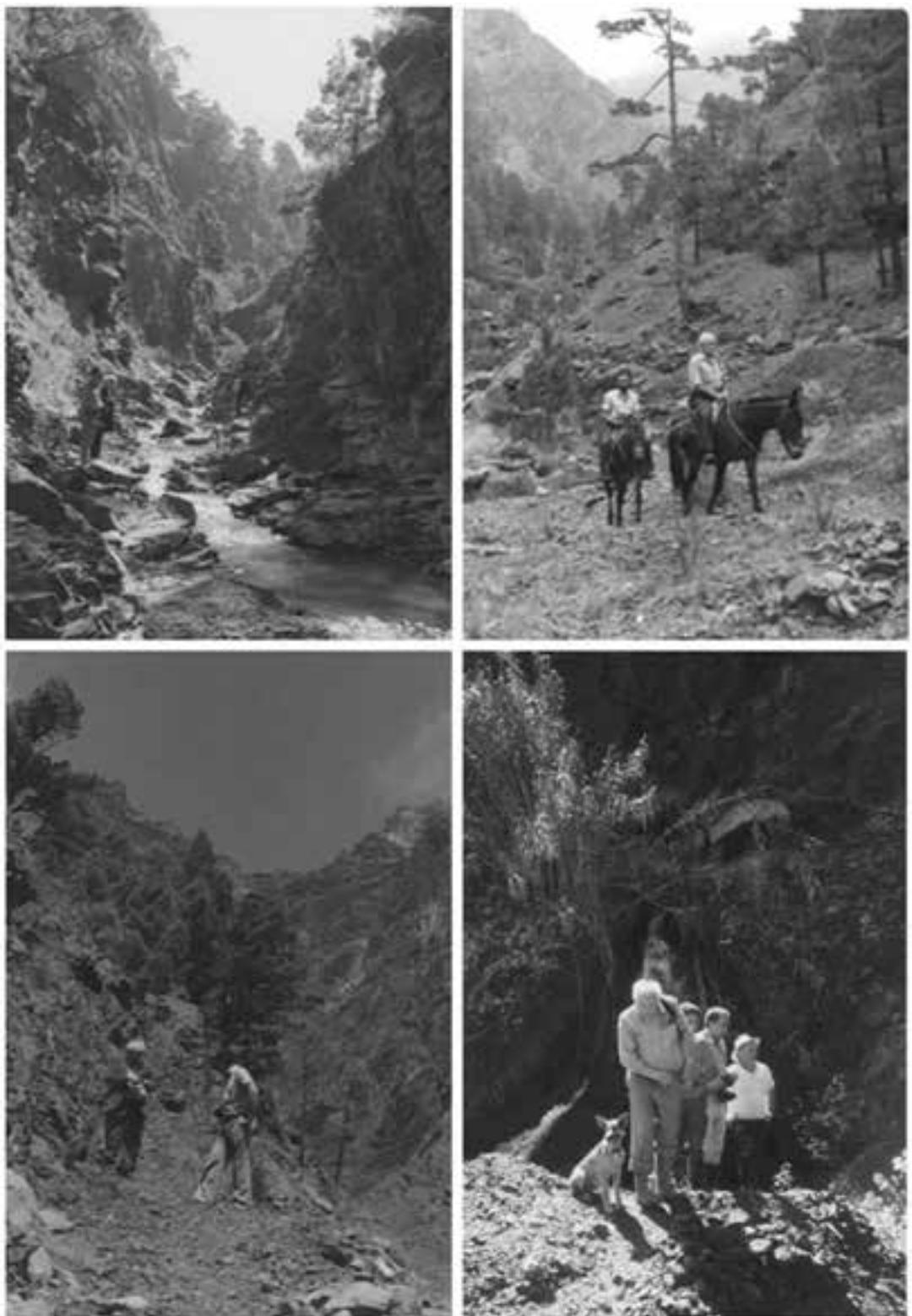


Fig. 5. Telesforo Bravo y Juan Coello recorrieron los escarpados senderos de La Caldera en agotadoras jornadas de trabajo de campo, que no estaban libres de peligros, dadas las elevadas dificultades de acceso a muchas partes de Parque.



Fig. 6. Las investigaciones realizadas por Telesforo Bravo y Juan Coello aportaron las evidencias para entender el comportamiento hidrológico de La Caldera de Taburiente y permitieron la caracterización de su acuífero. El acuífero fue denominado COEBRA en honor a los dos geólogos.



Fig. 7. Las galerías de La Caldera fueron perforadas en las décadas de los sesenta y setenta del pasado siglo. La accidentada y peligrosa orografía de La Caldera elevó las dificultades de este tipo de actividad, con condiciones de trabajo bastante duras.

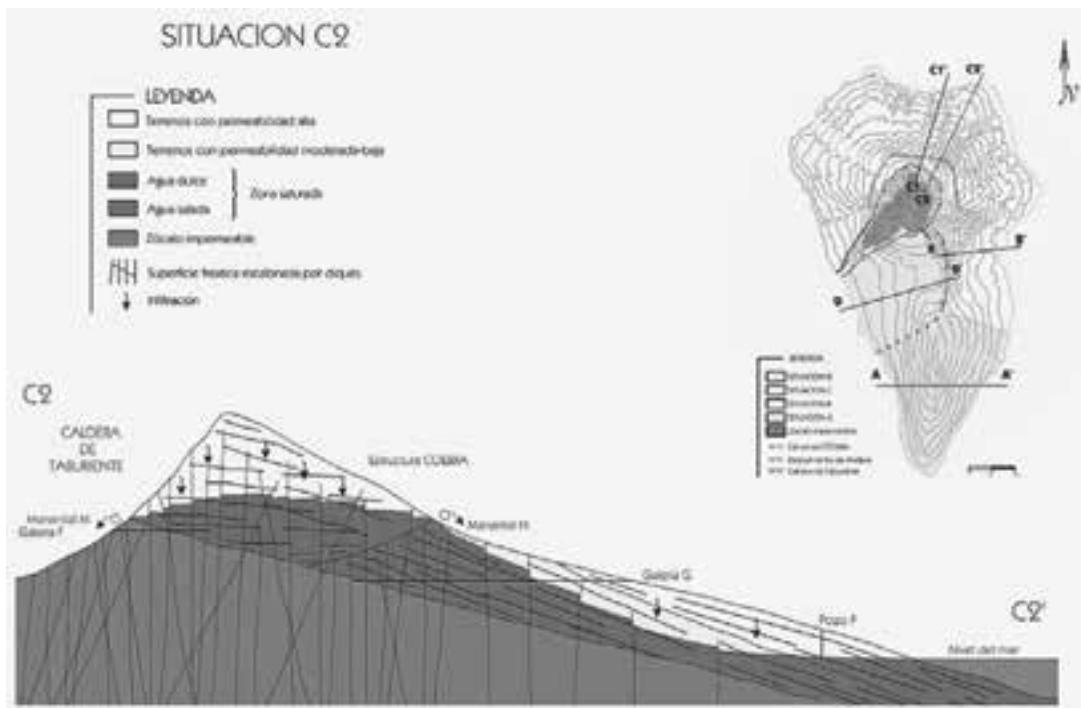


Fig. 8. Representación esquemática de la situación del acuífero COEBRA.

este modo asegurar los cursos de agua corriente. En concreto, en el informe se incluía la recomendación de “*perforación de galerías en los sectores de Risco Liso, Los Cantos, Verduras de Afonso, Los Guanches, y Altaguna*”.

En las islas Canarias, las galerías han sido el sistema tradicionalmente utilizado para el alumbramiento de aguas. Una galería es un túnel horizontal con una sola boca (bocamina), cuyas dimensiones aproximadas son de 1,80 metros de ancho por 2 metros de alto, la sección es abovedada, y suele estar entibado en algunos tramos, según las características de resistencia de los terrenos volcánicos que atraviesa. Las galerías de La Caldera fueron perforadas en las décadas de los sesenta y setenta del pasado siglo. La accidentada y en muchos casos peligrosa orografía de La Caldera elevó considerablemente las dificultades propias de este tipo de actividad. Los trabajos de perforación se realizaban durante el verano, periodo en el que se reducían los problemas de corrimientos de terreno que incrementaban las lluvias. Los materiales necesarios para la perforación eran transportados por mulas en largos y peligrosos recorridos en los que se empleaba un día para ir y otro para volver. En ocasiones, la naturaleza de la carga obligaba a pernoctar por el camino. Las condiciones de trabajo en las galerías eran bastante duras puesto que el objetivo era aprovechar al máximo el periodo estival, alargando cuanto fuera posible la jornada laboral, lo que obligaba a los trabajadores a vivir durante el verano en casetas levantadas en las cercanías de las galerías.



- SERIES DE LA PARED
- COMPLEJO BASAL
- ─ BORDE DE LA CALDERA
- GALERIAS



Fig. 9. Situación de las siete galerías del Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte en el interior de La Caldera de Taburiente.

En la actualidad, el Heredamiento de las Haciendas de Argual y Tazacorte es propietario de siete galerías situadas en el interior del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente. Son las denominadas 'Risco Liso', 'Bombas de aguas', 'Cantos I', 'Cantos II', 'Verduras de Afonso', 'Los

Guanches' y 'Altaguna'. Todas estas galerías han alumbrado agua de origen subterráneo a diferentes profundidades, están emboquilladas entre los 1000 y 1300 msnm, y sus dimensiones oscilan entre la más larga que tiene 1637 m de longitud, y la más corta con 1020 m. Las galerías están situadas en una cota inferior a la de los correspondientes manantiales. Las aguas alumbradas por las galerías son canalizadas en el interior de las galerías y cuando alcanzan la bocamina, se vierten a los barrancos naturales de La Caldera. Por los barrancos discurren hasta que son recogidas en el tomadero de 'Dos Aguas', que está ubicado muy próximo a los límites del Parque Nacional.

Aunque resultaba evidente que la perforación de las galerías tendría efecto sobre los propios manantiales, suponía la ventaja de recuperar el caudal inicial, y sobretodo, los haría menos vulnerables frente a las acciones del exterior. Es por ello por la que en la actualidad se puede afirmar que la perforación de las galerías en el interior de La Caldera ha resultado fundamental para la conservación y futuro desarrollo del Parque Nacional.



Fig. 10. La accidentada orografía de La Caldera con paredones de muy difícil acceso ofreció elevadas dificultades para llevar a cabo el trabajo de perforación de las galerías.

Cierre artificial de galerías

En el informe de Telesforo Bravo y Juan Coello al que hacía referencia anteriormente se incluía una importante recomendación, la de realizar “*cierres herméticos en los diques compactos que aparezcan en las galerías, ya que durante los inviernos las aguas no son necesarias*”. Por ello, El Heredamiento, siguiendo el informe de los geólogos ha dotado a sus galerías de los denominados “cierres artificiales”. Con esta decisión se lograba una doble finalidad. Por un lado, se conseguía que durante los periodos en los que las lluvias eran frecuentes el agua se acumulara en el subsuelo para que estuviera disponible durante los meses de verano. Y, por otro lado, se lograba que el acuífero se fuera recargando progresivamente asegurando su conservación, lo que resulta fundamental para mantener la circulación de las aguas superficiales en el Parque Nacional.

Actualmente de las siete galerías situadas en el interior del Parque Nacional de La Caldera de Taburiente, cuatro de ellas se encuentran cerradas artificialmente. Son las de ‘Risco Liso’, ‘Verduras de Afonso’, ‘Los Guanches’ y ‘Altaguna’, en las cuales se han obtenido las primeras pruebas de viabilidad práctica de estos cierres.

La galería de ‘Risco Liso’ cuenta con un cierre artificial que fue llevado a cabo en los años 70 del pasado siglo. El cierre de la galería fue realizado con escasa o nula experiencia. Fue el primero realizado en la isla, y su cierre es de escasa resistencia, por lo que presenta una baja capacidad de almacenamiento de agua. En estos momentos se plantea la conveniencia de realizar un segundo cierre para conseguir un mejor aprovechamiento del mismo.

El cierre de la galería ‘Verduras de Afonso’ fue realizado en 2002, y en él se aplicó la experiencia acumulada con el cierre de la anterior. Los resultados obtenidos son bastante óptimos, con una recarga del acuífero de 120 metros de columna de agua (mca). ‘Los Guanches’ fue cerrada en 2007 y cuenta con una recarga del acuífero de 55 mca. Por último, ‘Altaguna’ fue cerrada en 2008 y se está a la espera de la comprobación de los resultados de viabilidad de la misma.

El objeto de estos cierres artificiales es regular la salida de los caudales, de manera que su aprovechamiento se realice de acuerdo a las previsiones de necesidades. La extracción de agua ha sido controlada desde el primer momento, evitando las pérdidas de agua directas al mar en épocas de baja demanda. Desde la realización de los cierres se ha llevado a cabo un perfecto control de recarga y caudales. Así el aprovechamiento del acuífero se parece al de un embalse subterráneo natural, permitiendo la regulación del mismo, que no se produce en condiciones naturales. Por otra

parte, tras la ejecución de los proyectos se ha producido la regeneración inmediata de fuentes y flora cercanas a dichas galerías.

En líneas generales, el cierre artificial de una galería consiste en la construcción de un muro de hormigón, en ocasiones armado, que hace el mismo efecto que los diques extrusivos volcánicos que, previamente fueron perforados al ejecutar la galería. Los diques actúan en el subsuelo como barreras o presas naturales que impiden el flujo hidráulico subterráneo, de modo que al quedar restaurados, funcionarán como cierres hidráulicos de las galerías y permiten, a la vez restituir de forma artificial la anterior situación natural. Los embalses subterráneos sólo necesitan la construcción del cierre para comenzar el almacenamiento de aguas. El muro de hormigón del cierre consta de una compuerta de acero, provisto de tuberías con válvulas y manómetro, que permiten conocer el volumen de agua acumulada y realizar una liberación regulada de caudal.

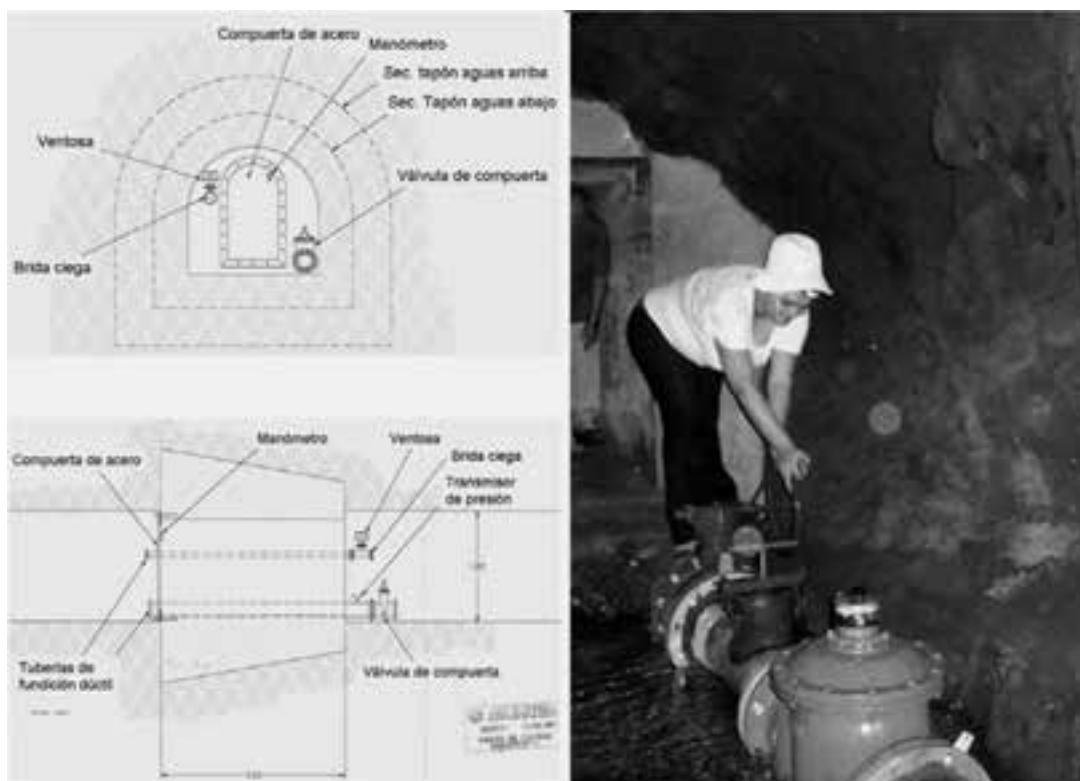


Fig. 11. Esquema del frente y la sección de la obra de cierre de una galería, en la que el muro de hormigón es realizado a nivel de un dique. La obra incluye además, la compuerta de acero, un manómetro y el sistema de tuberías correspondiente, con la válvula de compuerta, tal como aparece en la imagen de la izquierda. El cierre artificial de las galerías permite regular la salida de los caudales, de manera que su aprovechamiento se realice de acuerdo a la previsión de necesidades.

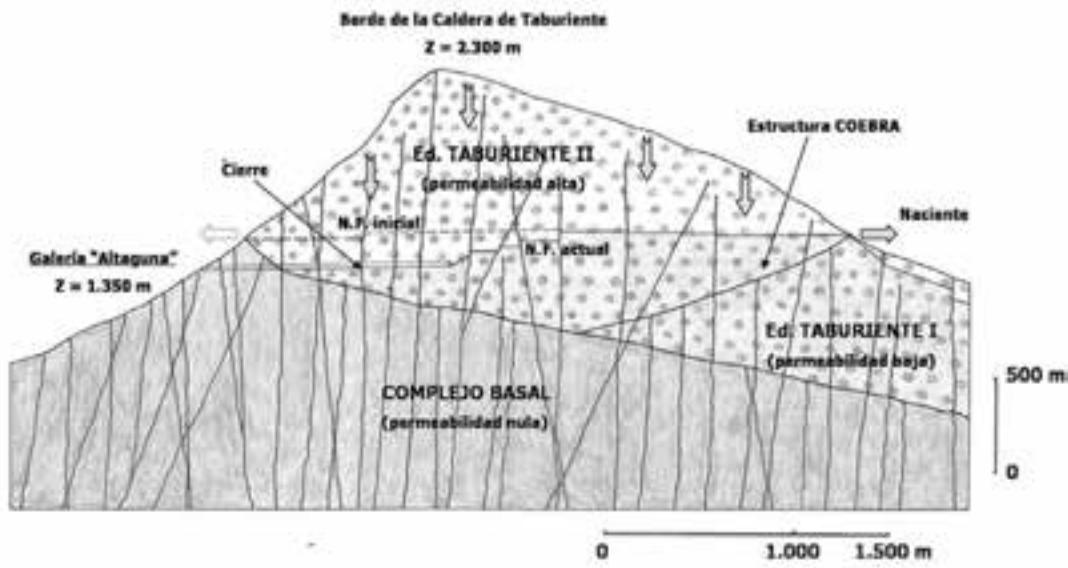


Fig. 12. Sección esquemática del acuífero COEBRA mostrando en nivel freático afectado por la galería 'Altaguna', y la posición del cierre en dicha galería.

Las características hidrogeológicas del acuífero COEBRA (ver Plan Hidrológico Insular de La Palma, Boletín Oficial de Canarias n. 141/2001, de 29 de octubre de 2001) permiten aventurar que puede almacenar una cantidad de agua superior a la que ha estado contenida, según se desprende de los cálculos realizados a partir de los registros disponibles.

En resumen, para el Heredamiento la instalación de cierres en las galerías supone importantes ventajas que permiten:

- Disponer de mayores caudales para el regadío estival, al aprovechar aguas almacenadas en el interior del terreno.
- Aumentar los caudales de verano de los arroyos naturales, creciendo la disponibilidad de aguas en favor de la flora y la fauna del Parque Nacional.
- Minimizar la necesidad de construcción de embalses superficiales, aprovechando los naturales subterráneos existentes y ahorrando sus costes económicos y ambientales.
- Mejorar las calidades de las aguas empleadas actualmente para regadíos agrícolas, tanto en su uso directo como en la mejora de los procesos de abonado y posterior afección por infiltración de los sobrantes de riego.
- Comprobar la efectividad de la técnica de los embalses subterráneos para transportarla al resto de las galerías.
- Control continuo de los niveles embalsados profundizando en el conocimiento del comportamiento de acuíferos subterráneos volcánicos ante explotaciones en régimen económico.



Fig. 13. Diferentes aspectos de las obras de cierre de la galería. En la imagen superior se observa el muro de hormigón visto desde la bocamina. Abajo, un cierre visto desde el frente de la galería.

- Se conoce la existencia de fuentes naturales en niveles más elevados que los de las bocaminas de las galerías, las cuales han resultado mermadas con la explotación subterránea. Al producirse la subida de niveles se permite la renovación de las fuentes y de los hábitats conexos. Por consiguiente, los cierres incidirán favorablemente en el mantenimiento de unas y otros.

Por último, hay que destacar los efectos medioambientales derivados de una ordenación de recursos naturales, y en concreto del recurso agua, llevada a cabo con métodos y técnicas limpias, no sólo no son agresivas sino que benefician al territorio.

El tomadero de Dos Aguas

El conjunto de aguas procedentes de los nacientes naturales, las de lluvia y las de las galerías discurren por los cauces de los barrancos de La Caldera hasta el barranco de Las Angustias, llegando al punto conocido por Dos Aguas, donde se sitúa el principal sistema de captación, denominado ‘tomadero’.



Fig. 14. Visión panorámica del tomadero de Dos Aguas construido en el cauce del barranco. Este es el tomadero más importante de La Caldera y a partir de él parte el canal Dos Aguas – Los Barros.



Fig. 15. Tanto las aguas originadas en las fuentes y los nacientes naturales, como las procedentes de las lluvias y las alumbradas en las galerías discurren por los cauces de los barrancos de La Caldera hasta converger en el barranco de Las Angustias.



Fig. 16. Temporales con intensos aguaceros en la parte alta de La Caldera pueden provocar la circulación de violentos caudales de agua que provocan efectos erosivos importantes, con grandes derrumbes que represan las aguas. Cuando el agua de lluvia represada supera el derrumbe, agua y piedras se movilizan violentamente por el cauce del barranco de Las Angustias camino del mar.

El tomadero de Dos Aguas es el punto de captación de agua más importante. Es en este punto donde se reúnen los dos barrancos principales: 'Taburiente' y 'Almendro amargo'. El tomadero de Dos Aguas fue construido entre 1928 y 1932, está situado a una cota de 440 m snm, y cuenta con una cuenca tributaria de 36,2 km². Aguas abajo de este tomadero nos encontramos otros tres tomaderos que a su vez recogen el agua no captada por éste. Todos los tomaderos derivan sus aguas a un canal que la conduce hacia el fértil Valle de Aridane.

El tomadero funciona captando las aguas que regularmente circulan por los barrancos. Sin embargo, ocasionalmente las condiciones de circulación de agua pueden cambiar en pocas horas. Los temporales acompañados de intensos aguaceros que descargan en la parte alta de La Caldera pueden provocar la circulación de unos violentos caudales de agua que provocan efectos erosivos muy importantes. La abundante lluvia provoca procesos de desmantelación en los que se producen impresionantes caídas de paños de las paredes. Estos derrumbes ocupan los barrancos y represan las aguas. Cuando el agua de lluvia represada supera al derrumbe, aguas y piedras se movilizan violentamente por el cauce a través del barranco de Las Angustias camino del mar.



Fig. 17. El tomadero de Dos Aguas está formado por un cierre incrustado en el basalto. En la parte superior tiene unas rejas de acero en forma de rastrillo, por las cuales se filtra el agua y las arenas que la acompañan.

El tomadero de Dos Aguas está formado por un cierre incrustado en el basalto. En la parte superior tiene unas rejas de acero en forma de rastrillo, por las cuales se filtra, además del agua, las arenas finas y gruesas que son desplazadas por ésta. Estos materiales forman depósitos que se acumulan en el interior del tomadero que tiene forma de U. Estos depósitos son extraídos del tomadero por las compuertas de fondo que se encuentran en el margen izquierdo. De esta manera, las aguas limpias continuarán por el canal. Las montañas de áridos, sacadas desde los fondos del arenero son acumuladas anexas al tomadero. Serán eliminadas con las siguientes lluvias torrenciales que las transportarán por el Barranco de Las Angustias hasta el mar.

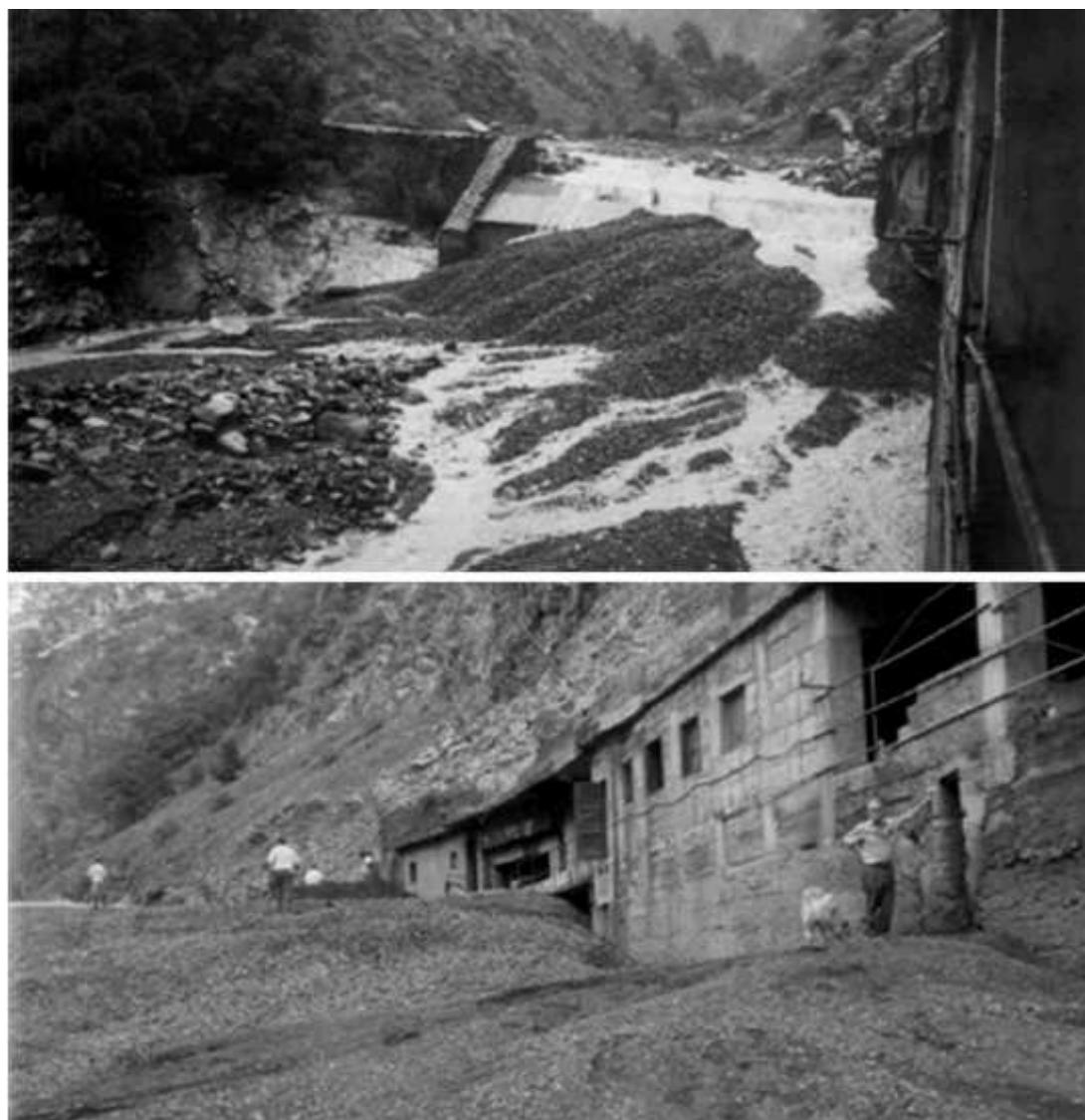


Fig. 18. Las montañas de los áridos que son extraídos de los tomaderos se van acumulando en su lateral. Las siguientes lluvias torrenciales las arrastraran por el barranco hacia el mar.

De cada tomadero parte lateralmente, por la margen izquierda del barranco, un canal que conduce las aguas hasta el exterior de La Caldera. Las aguas de limpieza arrojadas de nuevo al barranco, hacen la misma función en los sucesivos tomaderos situados más abajo.

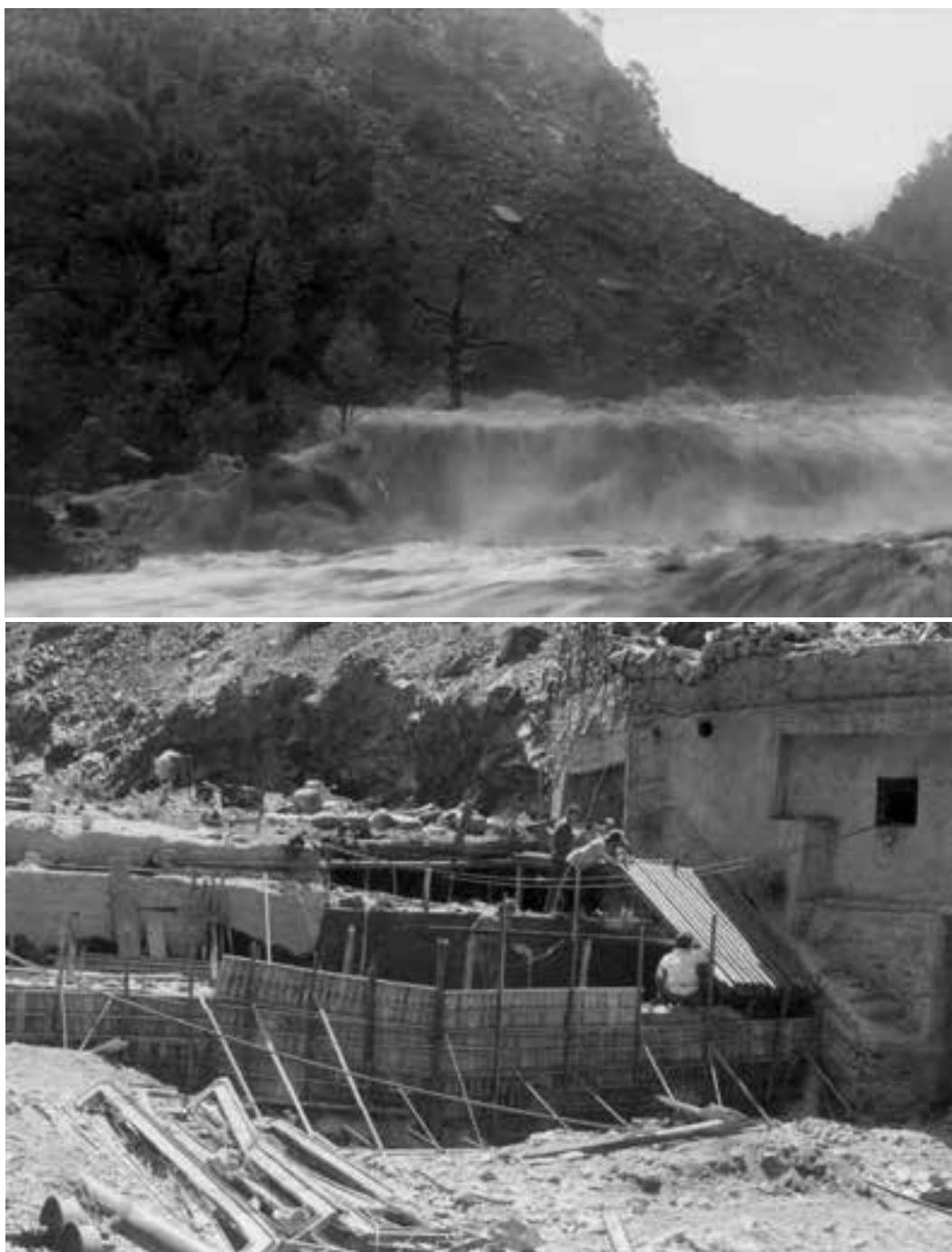


Fig. 19. Los grandes y violentos caudales que se originan durante los grandes temporales cubren totalmente el tomadero de Dos Aguas (arriba). En 1996 llegaron a caer 500 l/seg y los materiales arrastrados destrozaron las rejas de acero del tomadero (abajo).

El canal Dos Aguas – Los Barros

El canal Dos Aguas - Los Barros, fue construido a final de los años 20 del pasado siglo, y conduce las aguas de La Caldera desde el tomadero de Dos Aguas hasta el lugar conocido como Los Barros. Tiene una longitud de 7,2 km y una pendiente de 0,001 %. La capacidad de este canal, antes de que fueran realizadas las obras de recrecimiento y cubrimiento en 1982, era de 1.330 l/seg. Con las obras de 1982 la capacidad se elevó hasta 2.500 l/seg. Las obras de recrecimiento y cubrimiento fueron una imperiosa necesidad debido a que los relativamente frecuentes desprendimientos estaban ocasionando grandes daños en el canal. En algunas ocasiones los derrumbes inutilizaban el canal al eliminar íntegramente varios metros del mismo.

Con el canal ya recubierto, los desprendimientos siguen ocurriendo y en algunas ocasiones, han ocasionado averías importantes. Pero el recubrimiento ha permitido que muchos desprendimientos de cantos rodados se hayan acumulado en la parte superior del canal y en cierta medida han servido para protegerlo de posteriores desprendimientos.

El agua llega de esta manera a los embalses de cabecera de las redes de riego a presión. Hay tres depósitos que darán servicio a dichas redes. Los dos situados en la cota superior corresponden a la red A, mientras que inferior da servicio a la red B. Se trata de una red de riego por turnos debido a la gran fragmentación de las parcelas y los elevados caudales utilizados, porque sino nos obligaría a unas dimensiones grandes y elevadísimo coste de la red.

Los grandes caudales utilizados por el agricultor están relacionados con el tipo de riego utilizado. Se trata de riego por aspersión del tipo palmero mediante difusores bajos de 800 l/h de caudal nominal, a marcos de 4 x 4,5 m o menos con un aspersor cada 12-13 m². Esto equivale a una altísima pluviometría, unos 60 mm/h, que a su vez produce encharcamiento pero sin que ello se traduzca en problemas de escorrentía dada la nivelación y la existencia de pocetas que recogen el agua alrededor de las plantas, ya que previamente estas fincas se regaron a manta.

La red de riego está dividida en dos partes: la red principal y la red secundaria. La red principal está constituida por tuberías de fundición dúctil con diámetros que oscilan entre 250 y 800, y una longitud de 22.000 metros. Va enterrada o aérea según la naturaleza del terreno, aunque siempre que sea posible se recomienda que vaya enterrada. Cuando va aérea, está sujeta con los correspondientes anclajes, y queda expuesta a posibles desprendimientos. La red secundaria tiene diámetros inferiores a la principal, es de acero galvanizado y tiene en 78.000 metros de longitud. De manera que la longitud total de la red es de 100.000 metros.



Fig. 20. Detalle del canal Dos Aguas – Los Barros en el que se observan las obras de recubrimiento que evitan daños provocados por los desprendimientos.



Fig. 21. Diferentes imágenes que muestran los daños provocados por un desprendimiento en el canal Dos Aguas – Los Barros después de haber sido recubierto. La avería se resolvió mediante la instalación de tubos provisionales.



Fig. 22. El agua procedente de La Caldera llena los tres embalses de cabecera que dan servicio a las redes de riego a presión de las plantaciones del valle de Aridane (arriba). El sistema de redes de riego permite que en la actualidad el riego de las plataneras se realice por aspersión mediante difusores bajos que simulan una lluvia de unos 60 mm/h (abajo).

Para asegurar el correcto funcionamiento, la red consta de válvulas de corte de mariposa con objeto de dividir en diferentes tramos la arteria principal para pruebas y averías. Todos los ramales en su cabecera llevan una válvula de cierre elástico de compuerta de forma que se puedan dejar sin servicio en caso necesario. Para asegurar que en ningún punto de los ramales se alcance los 65 mca de presión, se han dispuesto válvulas reductoras de presión de diámetro 6”.

Para la gestión de la red se ha previsto un sistema de telecontrol que comunica a un Centro de Control, y terminales remotos ubicados en cada uno de los regantes. Esta automatización permitirá un control en cada regante del reparto del agua, facilitando la facturación del gasto y el control del funcionamiento, detectando y avisando los posibles problemas que puedan presentarse.

En resumen, las aguas procedentes de las galerías, sumadas a las de escorrentía superficial captadas en los tomaderos emplazados en el cauce del barranco de Las Angustias, se emplean en el riego agrícola, con un volumen anual medio de 10,4 Hm³, una cifra muy cuantiosa en las islas Canarias. Casi la totalidad de este volumen procede en la actualidad de las galerías.

En estos momentos, Heredamiento de Las Haciendas de Argual y Tazacorte está constituido por unos 2000 propietarios de aguas privadas o hacendados. Su fin fundamental sigue siendo la captación, conducción, administración, distribución y defensa del agua de La Caldera de Taburiente que guarda una estrecha relación con la actividad agrícola de los hacendados, quienes a lo largo de 500 años han sido conscientes de que sólo la más eficiente administración de este patrimonio puede asegurar su supervivencia.

3. Tenerife bajo las leyes de la Física

Antonio Eff-Darwich
*Físico, Profesor del Dpto. de Edafología y Geología,
Universidad de La Laguna.*

Los que nos dedicamos a esto de la ciencia, vivimos en un tiempo en el que no existes si no publicas. Se publica siguiendo los estrictos protocolos que las revistas científicas marcan, no dejando mucho margen para el 'toque personal' en lo que escribimos. La ciencia en España se financia mayoritariamente del dinero que pagamos religiosamente todos los años a la Hacienda Pública; es por ello que la gente de ciencia debe también acercar sus resultados a aquellos que los financian, o sea a todos ustedes. Y como ustedes no van a ser tan estrictos en el modo en que escriba, permitanme dirigirme a todos de una manera coloquial y distendida, para así intentar transmitirles algo del entusiasmo que siento cuando hago ciencia.

Sirva este trabajo de homenaje al Profesor Juan Coello Armenta, al que le agradezco las estimulantes conversaciones que tuvimos sobre Tenerife, su evolución y su agua. Parte de los resultados e ilustraciones de este trabajo están inspirados en sus ideas y en el termómetro de bolsillo que siempre llevaba 'por si acaso'. Últimamente he descubierto que su sabiduría y entusiasmo por la ciencia tiene continuidad en la mano de su hijo Juan Jesús Coello Bravo al que le pido disculpas por las veces que le molesto preguntando sobre agua, fallas y diques.

Algunas reflexiones personales

La ciencia, mejor dicho la Ciencia, es muy amplia y por ello se ha dividido en ramas: desde la Biología a la Geología, de las Matemáticas a la Psicología, de la Física a la Medicina, y así hasta casi el infinito. Yo me

dedico a la Física, una de las ciencias más versátiles que hay. ¿Por qué digo esto? Un físico es un hombre o una mujer que intenta explicar fenómenos que se observan en la Naturaleza para poder predecir su comportamiento futuro. Puedo observar como una piedra que tengo en mi mano llega al suelo; puedo medir el tiempo que tarda en caer, si tarda lo mismo en caer de día o de noche, con frío o con calor, de pie en una guagua o en un tranvía, etcétera. Un físico intentará explicar cuales son los fenómenos que participan en la caída de la piedra e intentará crear un modelo matemático que explique la caída. Pero ahí no se termina el trabajo: ese modelo debe servir para explicar cómo caería la piedra en París o Moscú, o cuanto tardaría la piedra en caer si fuera más ligera o más pesada. En definitiva, intentamos buscar normas o leyes generales que expliquen el fenómeno de la caída de la piedra, pero también que pronostique cómo caerá esa piedra en otras condiciones.

En la Naturaleza no sólo hay piedras; así, los físicos que estudian los objetos celestes se llaman astrofísicos, los que estudian fenómenos geológicos se llaman geofísicos, o los que aplican sus conocimientos al mundo de la Biología y la Medicina se llaman biofísicos. Un físico es una especie de mercenario que puede combatir en distintos campos de batalla, pero siempre usando unas determinadas armas, que son las Matemáticas y las leyes de la Física. Con el devenir de los siglos, se han establecido una serie de leyes Físicas que permiten estudiar los más diversos fenómenos naturales y que además son universales, o sea me valen para un fenómeno que ocurra aquí en Tenerife, o en Australia, o en Marte o en una galaxia situada a distancias inimaginables. Hay leyes muy conocidas, como la Relatividad de Einstein, las leyes de la mecánica celeste de Kepler, las leyes de la termodinámica, o las de Newton. Otras son menos conocidas, pero igual de importantes, como las del electromagnetismo de Maxwell o las de la radiación de Planck, Wien o Stefan-Boltzman.

Todas estas leyes explican ciertos aspectos de la interacción de las cuatro fuerzas fundamentales del Universo: la gravitatoria, la electromagnética, la interacción débil y la interacción fuerte, estas dos últimas relacionadas con la interacción entre las partículas que componen los átomos. Tantas leyes y fuerzas, han hecho que la Física se diversifique en campos, como la Mecánica Clásica, la Termodinámica, la Mecánica Cuántica, la Dinámica de Fluidos, la Relatividad General y Especial, la Teoría Cuántica de Campos, y un largo etcétera. Yo, como mercenario, poseo un enorme arsenal con el que atacar, mejor dicho, complementar otras áreas del saber. Por ejemplo, un físico metido a geólogo, o sea un geofísico, usará armas como las almacenadas en la Termodinámica, la Mecánica Clásica o la Dinámica de Fluidos para estudiar fenómenos como los movimientos sísmicos. Una vez entendido que es eso de un movimiento sísmico, podrá buscar incluso utilidades a sus resultados, por ejemplo

utilizar movimientos sísmicos para buscar petróleo. ¿Ven ustedes?, no sólo se busca la comprensión de los fenómenos naturales, sino su aplicación a la vida cotidiana.

Algo que a mi me sigue asombrando es ver que ciertos fenómenos naturales se repiten a distintas escalas espaciales y temporales. Les voy a poner un ejemplo: un cazo de agua hirviendo y la superficie del Sol comparten un mismo fenómeno físico que es la convección, aunque ocurra a escalas muy distintas. La convección hace que la materia caliente ascienda, libere energía, se enfrié y descienda. En el cazo hirviendo, el agua caliente asciende, libera calor en la superficie del caldero y se hunde al enfriarse, provocando el borboteo del agua. En la superficie del Sol se observa el mismo borboteo, pero en esta ocasión hablamos de un caldero de casi 700.000 kilómetros de radio! He puesto el ejemplo de la convección para bajarme un poco los humos y esa especie de ‘chulería’ que desprende mi discurso sobre lo maravilloso que es ser físico. Pues bien, pese a ser uno de los fenómenos más comunes, aún no existe una teoría del todo satisfactoria que explique el fenómeno de la convección.

Muchos estudiantes sienten pánico a la Física, no tanto a lo que representa, sino a como se representa: las temidas ecuaciones y relaciones matemáticas. Debemos entender las matemáticas como un lenguaje, que entiende igual un ruso que un chino o un argentino. Por ejemplo, la serie de ecuaciones que se muestran en la figura 1 dan un poco de respeto, incluso su nombre, ecuaciones simplificadas de Navier-Stokes, dan respeto.

Ecuaciones simplificadas de Navier-Stokes

<i>Continuidad</i>	$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0$
<i>Momento</i>	$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)$
<i>Energía</i>	$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right)$
	$\rho c_v \frac{\partial T}{\partial t} = k \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) + \Phi - \rho c_v (u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y})$
	<i>Sujeto Verbo Predicado</i>

Fig. 1. Forma simplificada de las ecuaciones de Navier-Stokes para un fluido.

Sin embargo, hay que mirarlas como si se tratases de oraciones, con un sujeto, verbo y predicado. En este sentido, la ecuación de la energía dice algo tan trivial como: El cambio en el tiempo de la temperatura de un fluido (sujeto) viene (verbo) dado por la transmisión de calor de las zonas más calientes a las más frías (primer término del predicado), más el calor generado por alguna fuente (segundo término del predicado), más el calor transportado por el movimiento del fluido (tercer término del predicado), la famosa convección.

Escrito así suena mejor, pero recuerden que necesito transmitir esta información a gentes que hablan otros idiomas y además necesito cruzar la información de varias de estas 'oraciones' matemáticas, por lo que las ecuaciones son absolutamente necesarias e incluso divertidas, si, divertidas.

Las leyes de la Física se basan en la repetición, o sea, que puedo describir un fenómeno porque soy capaz de repetirlo o ver como se repite cuantas veces quiera hasta que mi teoría case con las observaciones. Sin embargo, hay muchos campos del saber donde la repetición no es posible y muchas veces no es deseable. Por ejemplo, no es posible repetir el experimento Teide (léase una erupción del Teide) cuantas veces quiera. Ese experimento ocurrió una vez y no se repetirá más, así que hay que echar mano de nuestro arsenal de leyes y de mucha imaginación para resolver fenómenos como puede ser el volcán Teide. Es más, ¿qué les parece si montamos un experimento llamado Tenerife? ¿Podríamos aplicar las leyes de la Física a Tenerife? A esta pregunta y a otras parecidas intentan buscar respuestas los geofísicos, unos investigadores a los que les es más difícil entender que ocurre a 1.000 metros bajo el cráter del Teide, que a un astrofísico explicar como gira una estrella que se encuentra a billones de kilómetros de nosotros. Sin embargo, la relación de pareja entre los físicos y los geólogos no pudo tener peor comienzo.

David contra Goliat

En 1862, Lord Kelvin, una de las mentes más brillantes del siglo XIX, publicó un artículo donde estimaba la edad del planeta Tierra. William Thomson, el nombre real que se escondía tras el aristocrático Lord Kelvin, calculó la edad de la Tierra en 100 millones de años. Asumió que en un principio, el planeta había sido un globo de material líquido y después estimó (empleando la segunda ley de la termodinámica) el tiempo que habría necesitado para llegar a la temperatura actual, suponiendo que el interior del planeta es homogéneo y el transporte de calor se realiza mediante conducción (el flujo de calor va desde lo más caliente a lo más frío). Los resultados de Kelvin tenían en cuenta además que la temperatura

aumenta aproximadamente 1 grado centígrado por cada 28 metros que profundicemos en el subsuelo.

Las estimaciones de Kelvin desesperaron a otro grande del siglo XIX, el naturalista Charles Darwin (Fig. 2), que tras su largo viaje por el mundo a bordo del Beagle, había observado cómo las distintas condiciones ambientales y geográficas habían dado lugar a distintas especies. Pero para que su teoría funcionase y los pequeños cambios sufridos por los animales en cada generación pudiesen dar lugar a la gran cantidad de especies que existen, Darwin necesitaba que la edad de la Tierra fuese mayor que la calculada por Kelvin. Sin embargo, los resultados de Kelvin se tomaron como dogma durante los siguientes treinta años. Pesaba mucho el prestigio de Kelvin y el pobre conocimiento en matemáticas y física que biólogos y geólogos poseían en aquella época y que les impedía rebatir las ideas del gran Kelvin. Además, los físicos de la época tenían en muy baja estima los métodos y mediciones realizadas por los geólogos. Era una lucha de David contra Goliat.



Fig. 2. Fotografías de algunos ilustres científicos que participaron en el cálculo de la edad de la Tierra: Darwin (a), Kelvin (b), Perry (c), Rutherford (d), Becquerel (e) y el matrimonio Curie (f).

La primera seria objeción a la teoría de Kelvin vino de un antiguo estudiante suyo, John Perry, que postuló que la edad supuesta de la Tierra podría ser en realidad mucho mayor si no se considerase que el interior del planeta es homogéneo y si se considerase que podría haber cierto grado de fluidez en algunas capas del interior de la Tierra. La existencia de un fluido implicaría que el transporte de calor podría llevarse a cabo mediante convección, lo que supondría que el planeta tardaría muchísimo más tiempo de enfriarse y por lo tanto sería mas viejo (2.000 a 3.000 millones de años). Kelvin veía a la Tierra como un pan sacado del horno y Perry como una botella de cristal (la capa rígida) llena de líquido caliente. Inicialmente tanto el pan como el agua caliente estarían a la misma temperatura, pero la botella de Perry tardaría más tiempo en enfriarse que el pan de Kelvin. Ahora sabemos que Perry estaba en lo cierto, sin embargo, no quiso retar a su querido maestro y no insistió más en el tema.

A principios del siglo XX, los trabajos sobre radiactividad del matrimonio Curie, de Becquerel o Rutherford demostraron que elementos como el radio pueden emitir grandes cantidades de calor por tiempo indefinido y sin enfriarse. Este descubrimiento suponía que una nueva fuente de calor debía introducirse en los cálculos de Kelvin y que su teoría inicial quedaba ya desbancada, pero ¿cómo decírselo al todopoderoso Kelvin? Esa tarea le tocó en 1904 a un humilde hijo de granjeros, Ernest Rutherford; y así lo cuenta:

“Entré en la sala y entre los asistentes descubrí enseguida a Lord Kelvin, y me di cuenta de que me esperaban problemas al final de la conferencia, en la que debía hablar de la edad de la Tierra, tema en el que mis puntos de vista diferían profundamente de los suyos. Me quedé tranquilo porque Kelvin dormía profundamente, pero cuando llegó al punto clave se enderezó, abrió un ojo y me lanzó una mirada siniestra. Por fortuna sentí una repentina inspiración y dije que Lord Kelvin había puesto un límite a la edad de la Tierra ¡siempre que no se descubriera otra fuente de calor!, por lo que sus planteamientos habían sido verdaderamente proféticos. El anciano me miró radiante. Supe que había ganado.”

Cuando las hojas no dejan ver el bosque

En cualquier rama de la ciencia es importante ver el bosque en su conjunto antes de mirar las hojas de los árboles, o sea, es necesario tener una idea global del objeto a estudio y de los procesos relacionados con él, antes de meterse a estudiar particularidades del objeto en cuestión. Nuestro

objeto de estudio es Tenerife, una isla volcánica situada en el océano Atlántico, muy cerca de la costa del continente africano. ¿Qué hacen ahí esta isla y el resto de las Canarias?, ¿cómo se explica la existencia de estas islas en el marco de la dinámica global del planeta? La Física, o mejor dicho, la Física y la aplicación de las leyes físicas al desarrollo de instrumental científico han ayudado a mejorar sustancialmente nuestro conocimiento del planeta y su dinámica.

La figura 3 nos da una primera imagen global de la actividad del planeta, en particular en los alrededores de Tenerife. La edad del suelo oceánico sobre el que se asienta la isla supera los 100 millones de años, edad que decrece conforme nos alejamos del continente africano y nos dirigimos a la dorsal oceánica, en medio del Atlántico. Para calcular la edad se han usado dos hechos físicos. Por una parte, cuando la temperatura de un material supera un cierto límite (la temperatura de Curie), este pierde sus propiedades magnéticas. Cuando la temperatura vuelve a bajar el límite de la temperatura de Curie, los átomos del material se alinean con el campo magnético. El segundo hecho físico es que la Tierra posee un campo magnético muy intenso que cambia de polaridad (el polo norte pasa a ser polo sur y viceversa) cada cierta cantidad de tiempo. La aplicación de estas propiedades magnéticas como reloj geológico son evidentes: la lava está inicialmente a una temperatura muy superior a la de Curie, por lo que está desmagnetizada; cuando se enfriá sus átomos se alinean siguiendo la polaridad del campo magnético terrestre en ese momento. O sea, en una secuencia muy larga de emisiones de lava, como las de la dorsal oceánica, encontraremos un registro temporal de las variaciones de polaridad del campo magnético terrestre, en definitiva un archivo de fechas.

El panel central de la figura 3 indica la velocidad de desplazamiento de la corteza terrestre, que en los alrededores de Canarias es de las más lentas del planeta. Por último, el panel inferior de la figura 3 corresponde al mapa del flujo de calor medido en la corteza terrestre. Curiosamente, aunque Canarias sea una zona volcánica, el flujo de calor es muy bajo en sus alrededores, consecuencia directa de encontrarnos sobre corteza relativamente vieja y distante de la dorsal oceánica atlántica, donde el flujo de calor es intenso, al igual que en el resto de dorsales.

La figura 4 (panel superior) corresponde a una imagen de Google-Earth del Océano Atlántico de tal modo que Canarias y Azores quedan en el borde superior de la imagen. Las zonas de mayor ocurrencia de terremotos y actividad volcánica no están distribuidas aleatoriamente, sino que siguen patrones muy claros, concordando algunas veces las zonas de mayor sismicidad con las de mayor actividad volcánica, como es el caso de la costa oeste de América del Sur.

Las figuras 3 y 4 nos están mostrando instantáneas de la dinámica de la corteza terrestre. Como propuso Wegener, meteorólogo alemán en 1913, la

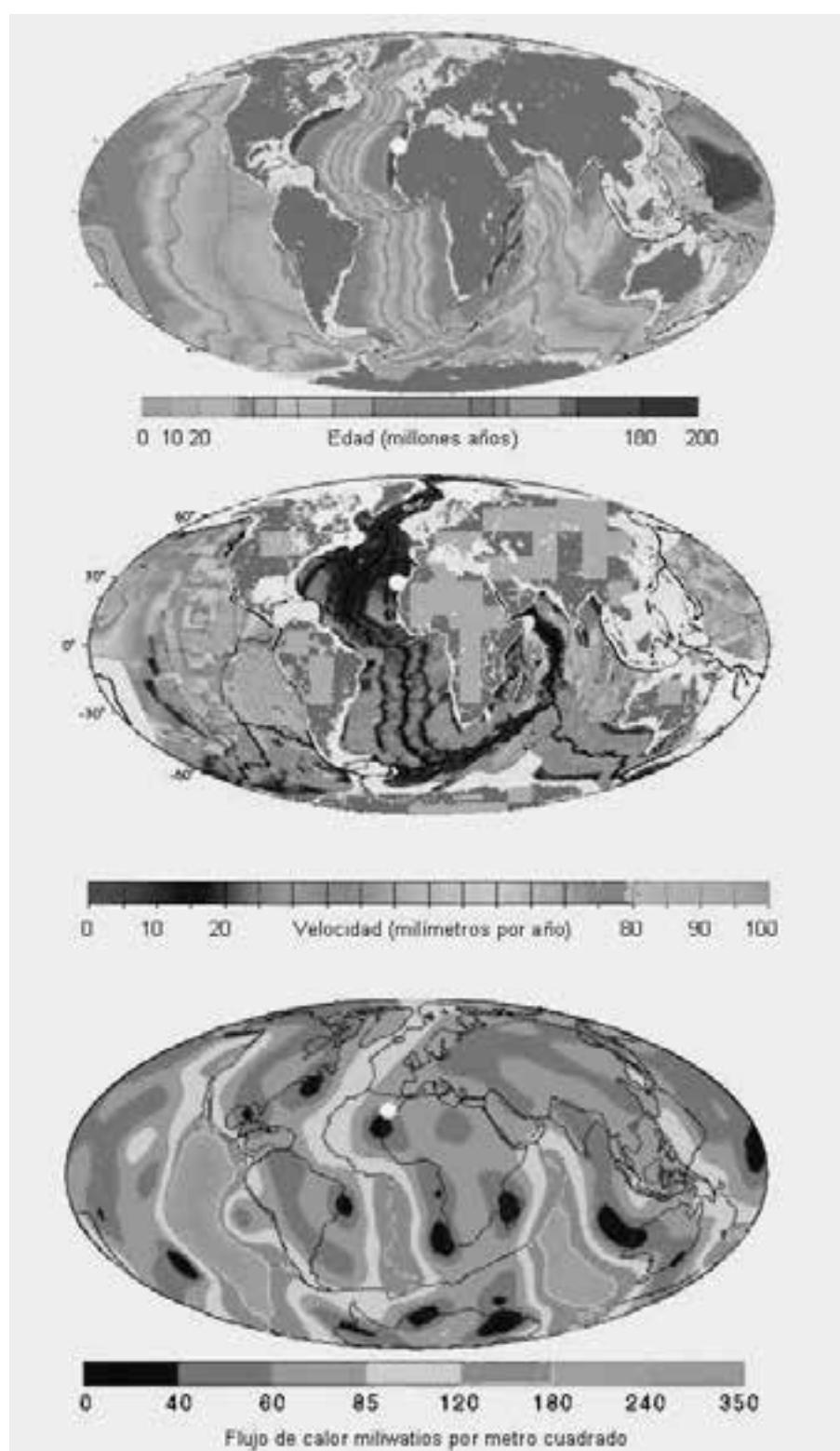


Fig. 3. Mapas que muestran la edad del fondo oceánico (panel superior), velocidad de expansión de la corteza oceánica (panel central) y el flujo de calor (panel inferior). La localización de las islas Canarias se indica con un círculo blanco. Datos obtenidos de (1) Muller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R. Roest 2008. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006 y de (2) <http://www.heatflow.und.edu/index2.html>

corteza se halla dividida en una serie de placas que se mueven unas con respecto a otras. Curiosamente, su idea de la deriva de placas se le había ocurrido navegando por el Ártico, asomado a la borda del barco, mirando cómo los trozos de hielo se rompían y se separaban. Se genera placa en la dorsales oceánicas, mientras que se destruye placa en zonas como la costa oeste de América del Sur, donde la placa oceánica (Pacífica) de Nazca se hunde bajo la placa Suramericana. Conociendo el ritmo de movimiento actual de las placas, y complementando estos datos con otros geológicos y biológicos, podemos dar marcha atrás a la moviola y ver cómo era el entorno de Tenerife hace decenas de millones de años, tal y como se muestra en la figura 5. Es realmente espectacular ver como hace 150 millones de años, el lugar que hoy ocupa Canarias estaba en medio del continente africano, muy cerca de la costa de América del Sur.

Pero, ¿quién es el motor de todos estos cambios? La respuesta es el calor, en particular el calor interno del planeta y la forma que este es transportado a la superficie del planeta. El interior del planeta está muy caliente debido, entre otras cosas, a que cuando se formó era una inmensa bola de material fundido y parte de este calor primordial se conservó en el núcleo planetario. Además, el planeta genera bastante calor por la desintegración de elementos radiactivos como el uranio, el radio o el potasio. Como había descubierto Perry, la convección es el mecanismo que se asocia al transporte de calor desde el interior planetario. Muy simplificadamente, cuando un fluido es calentado por debajo, su temperatura aumenta, la densidad disminuye y tiende a flotar y elevarse en el medio circundante más frío. Es como cuando se le escapa a un niño un globo de feria, se eleva porque está lleno de un gas menos denso que el aire. Pues bien, el fluido caliente asciende, libera calor, se enfriá y desciende. Una vez calentado de nuevo desde el fondo, inicia su periplo de ascenso, liberación de calor y descenso. Eso ocurre en un cazo de agua hirviendo: el borboteo del agua no es más que material caliente que asciende del fondo para liberar calor. En el interior de nuestro planeta, este movimiento de ascensión, liberación de calor y descenso que ocurre en escalas de decenas de millones de años, se pensó que era el responsable de la rotura y movimiento de la corteza, que era un elemento pasivo en este sistema, como corcho flotando en agua hirviendo.

Lamentablemente, la Física es implacable y nos revela que este proceso dudosamente se daría en nuestro planeta. La Tierra no es un caldero que se calienta desde abajo, se calienta desde dentro. Gran parte del calor se genera por desintegración radiactiva dentro del propio fluido, por lo que la convección tal y como la explica el modelo del caldero con agua hirviendo no vale. Además, el fluido del que está compuesto el interior terrestre (a escalas de millones de años) varía sus propiedades (presión, temperatura, propiedades químicas, viscosidad) con la profundidad. Es como si en vez de

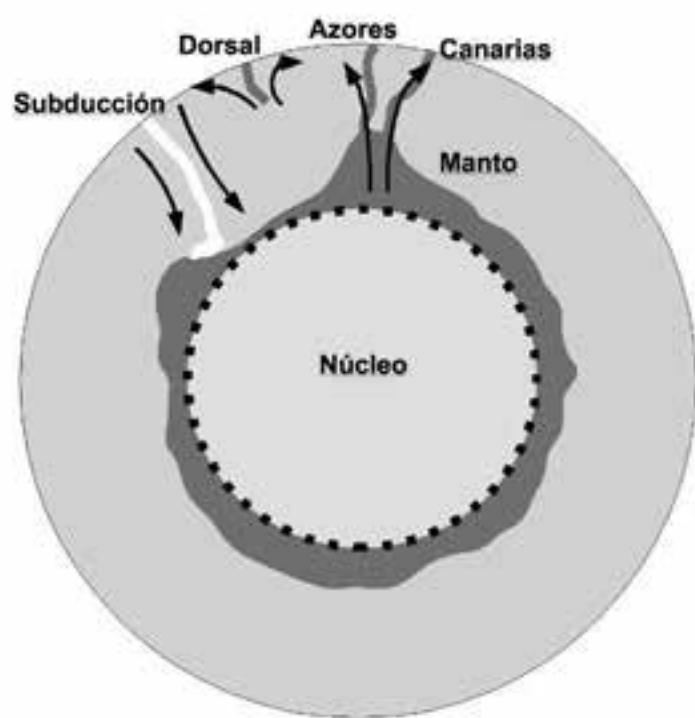
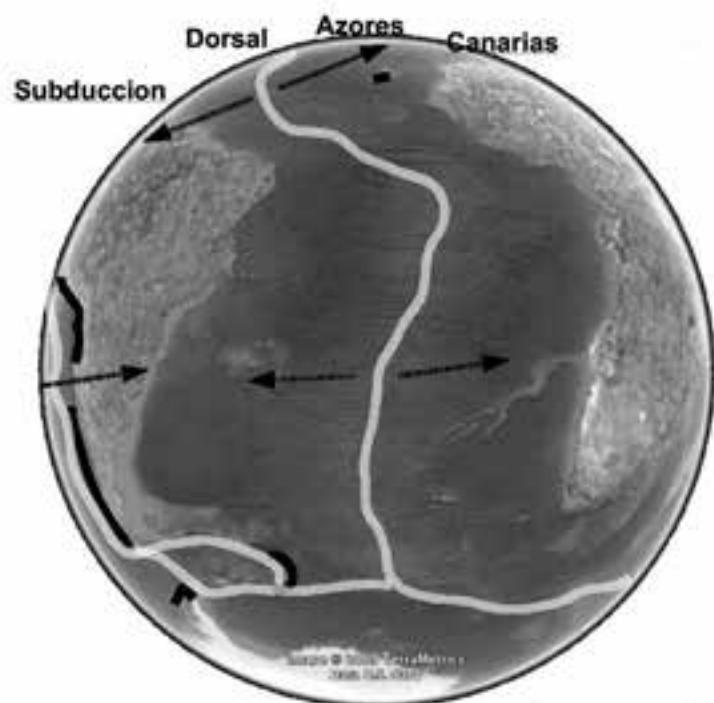


Fig. 4. El panel superior muestra una imagen de Google-Earth del Océano Atlántico, dejando Canarias, Azores y la costa Oeste de América del Sur al borde de la imagen. Las líneas blancas muestran la localización preferente de terremotos, mientras que las negras muestran la localización de volcanes activos. El panel inferior muestra un corte imaginario de la Tierra para mostrar el modelo geodinámico que se explica en el texto.

agua hirviendo, tuviéramos una mezcla de agua, aceite, miel y sirope. Los movimientos convectivos que parecen tener lugar en el interior del planeta están dominados por el ascenso de gigantescas columnas calientes de fluido (plumas) ancladas a unos 2900 kilómetros de profundidad. Una de estas columnas está asociada al desarrollo de los archipiélagos de Canarias, Madeira, Cabo Verde y Azores (ver panel inferior de la figura 4). Las placas que se hunden o subducen al contacto con otras, como la de Nazca descienden 'frías' hasta la frontera entre el núcleo y el manto donde son recicladas y vuelven a ascender a través de nuevas plumas en períodos de tiempo de cientos de millones de años. La formación de las dorsales se debe

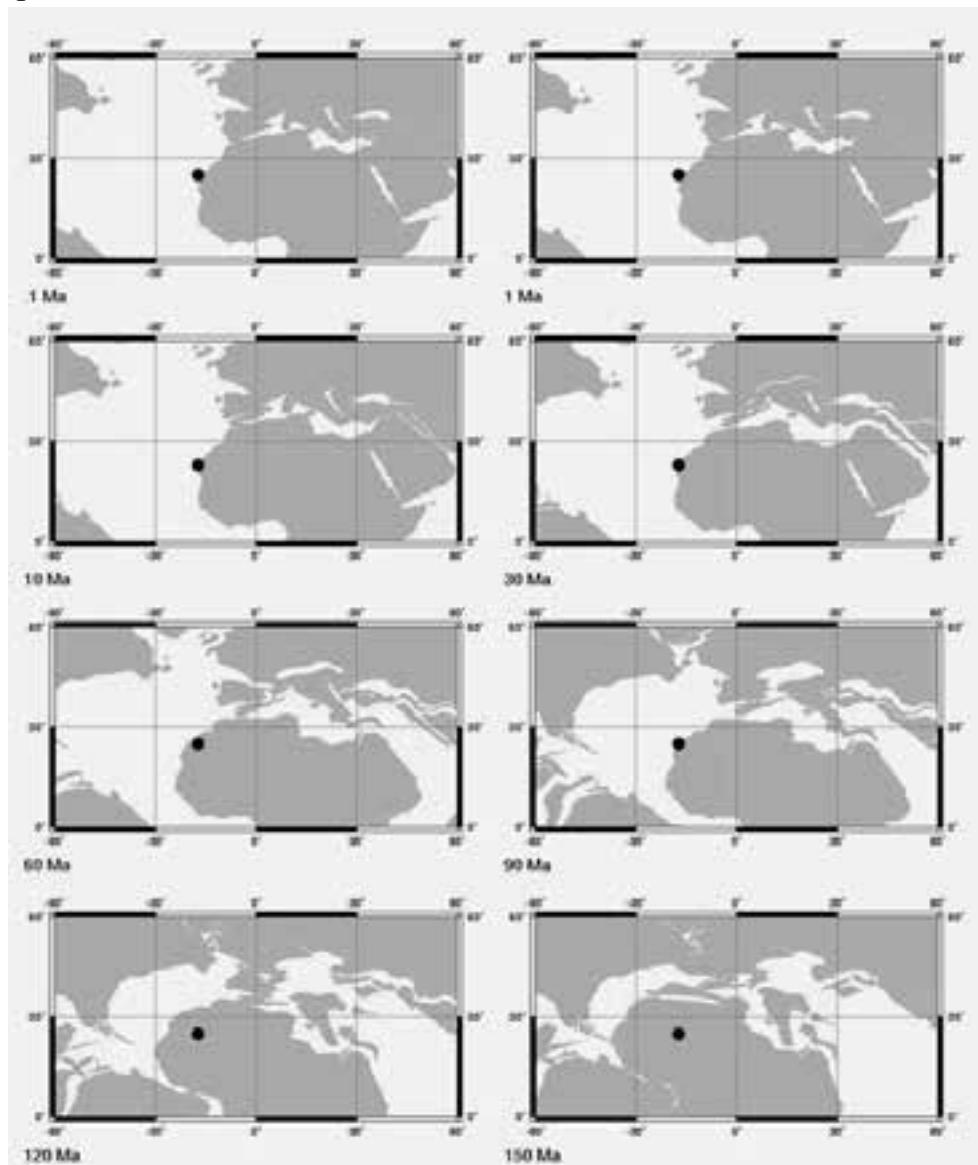


Fig. 5. Evolución en el tiempo de la posición de las placas tectónicas desde hace 150 millones de años hasta el presente (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/globaltext2.html>). La posición actual de las islas Canarias se indica con un círculo negro.

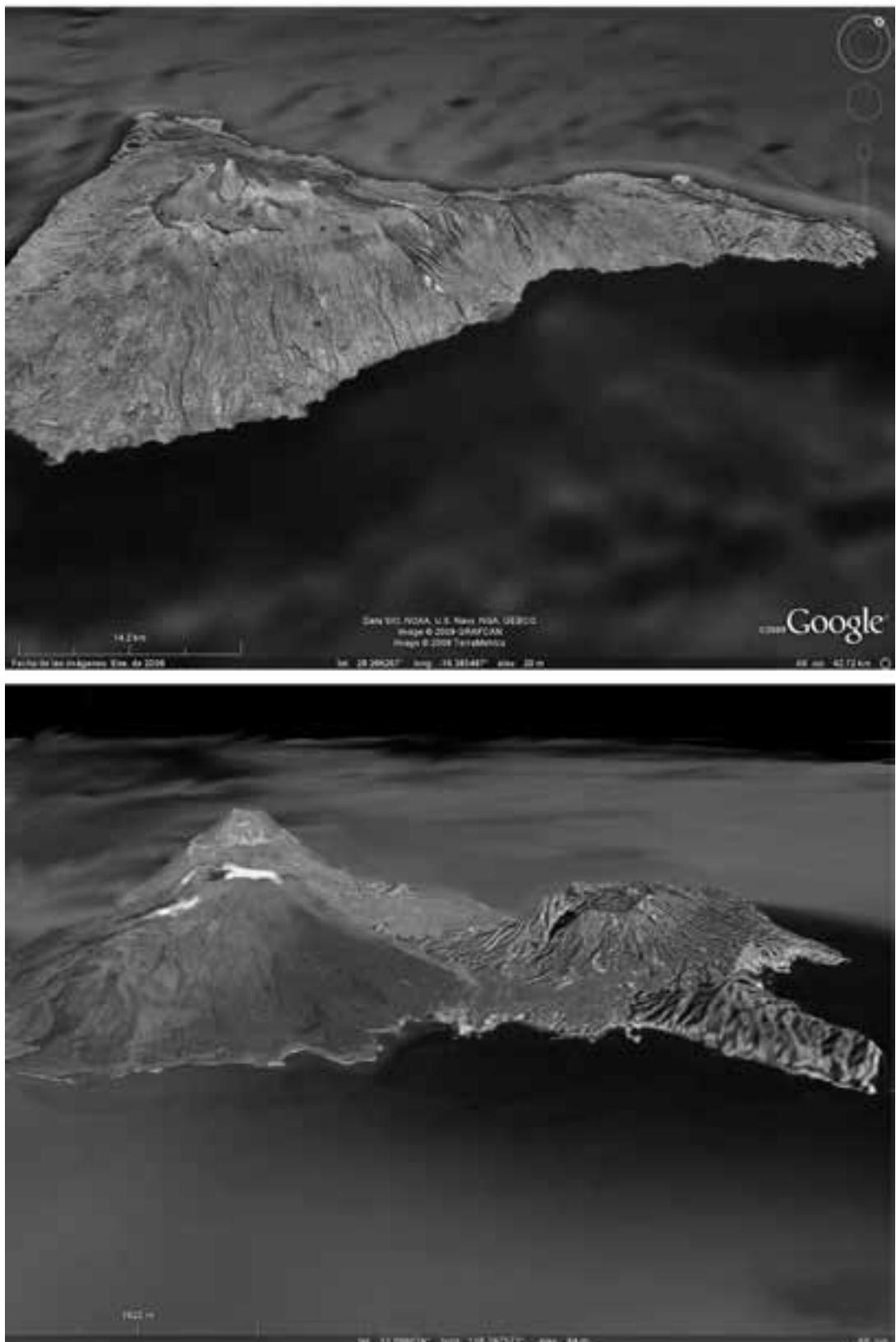


Fig. 6. El panel superior muestra una imagen actual de la isla de Tenerife tomada de Google-Earth, mientras que el panel inferior muestra un modelo infográfico de como pudo ser Tenerife hace unos 6 millones de años.



Fig. 7. El panel superior muestra una fotografía aérea actual de la parte central de Tenerife, con El Teide como rasgo más predominante, mientras que el panel inferior muestra un modelo infográfico de como pudo ser una erupción explosiva en la zona central de Tenerife hace unos 300.000 años.

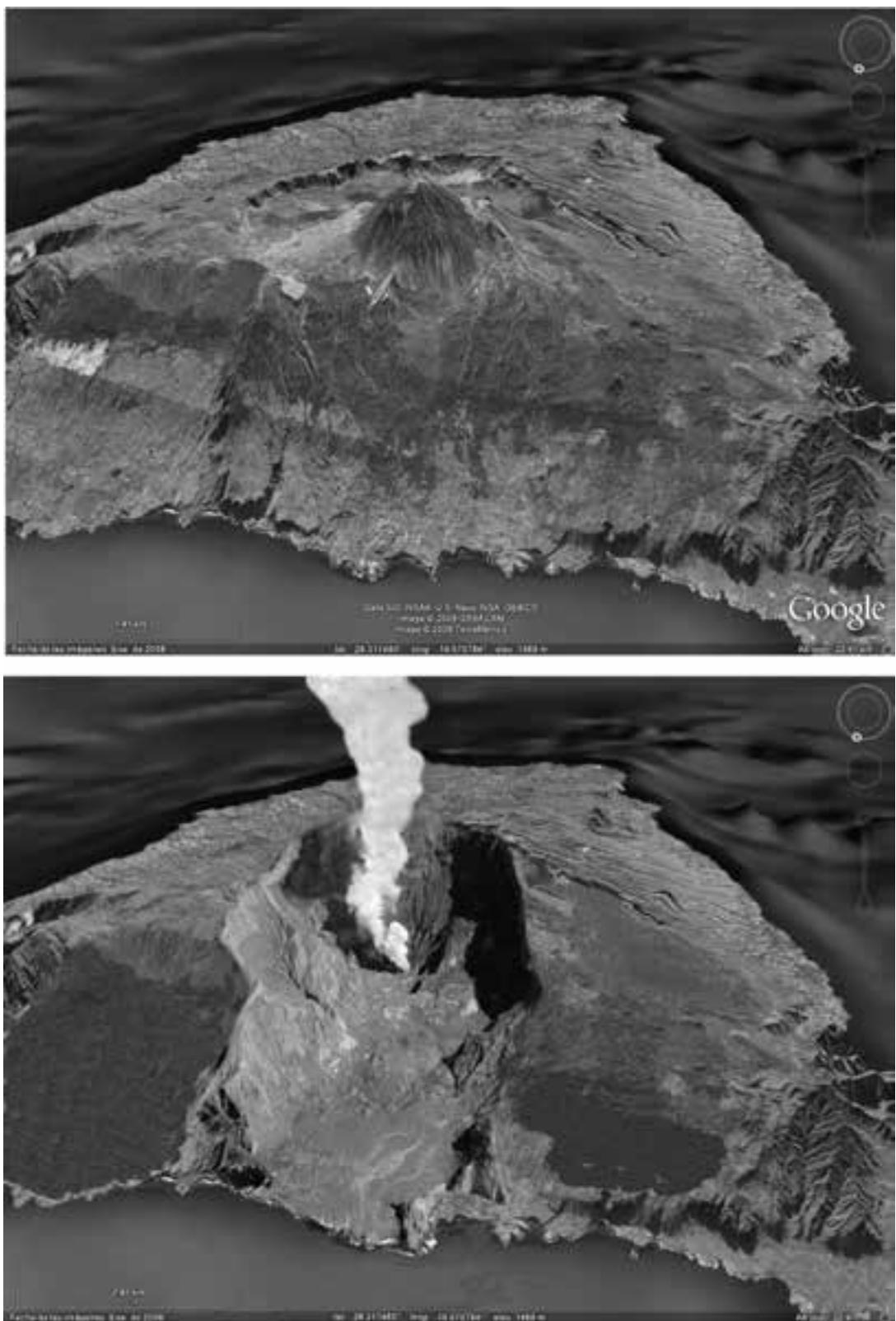


Fig. 8. El panel superior muestra una imagen actual de la isla de Tenerife tomada de Google-Earth, mientras que el panel inferior muestra un modelo infográfico de como pudo ser la depresión en que culminó el extinto Edificio Cañadas hace unos 180.000 años.

a la separación de dos placas, que descomprimen el magma bajo ellas que fluye a la superficie. En este sentido, el magma asociado a las dorsales es local y no se genera a grandes profundidades. Vemos que las placas dejan de ser elementos pasivos y son parte del sistema convectivo. Esta teoría sobre la dinámica planetaria, complementada con mediciones sísmicas, sitúa bajo Canarias y a casi 3.000 kilómetros de profundidad una de las columnas ascendente más grandes del planeta.

Hemos visto la importancia de Tenerife y Canarias en el conocimiento de los procesos dinámicos que afectan al conjunto del planeta. Sin embargo, el dinamismo de Tenerife va más allá, como demuestra la complejidad de su orografía. Tenerife emerge del océano hace sólo unos 15 millones de años y durante los siguientes millones de años crecerán y se solaparán al menos tres enormes volcanes en escudo de los que hoy quedan los erosionados macizos de Anaga, Teno y algunos vestigios en el suroeste de la isla (ver Figura 6). Este solapamiento de volcanes en escudo también se da en otras islas, como Hawái. Sin embargo, en Tenerife (o Gran Canaria) ocurre algo extraordinario y atípico: uno de estos volcanes, al que se denomina Edificio Cañadas, empieza a desarrollar, hace unos 4 millones de años, un volcanismo más explosivo y diferenciado en la parte central de la isla (ver figura 7). El Edificio Cañadas culmina con la formación de una gigantesca depresión (ver figura 8) hace unos 150.000 años que será rellenada con los materiales emitidos por el Complejo Teide-Pico Viejo hasta conformar el actual valle de Icod. En definitiva Tenerife es una isla que guarda cicatrices de una vida llena de sobresaltos.

Tenerife vibra

Una onda corresponde a la propagación en el espacio y en el tiempo de una perturbación que sufre un determinado cuerpo. Así, cuando tiramos una piedra a un estanque, perturbamos el estado de reposo del agua y esta irradia el exceso de energía inyectado por la piedra en forma de las características ondas. Un cuerpo sólido también puede responder a una perturbación generando ondas: por ejemplo, la rotura de una falla puede generar ondas sísmicas, al igual que una erupción volcánica o el encontronazo entre las grandes placas en que se encuentra dividida la corteza de nuestro planeta.

Tenerife es un cuerpo sólido que genera y por el que se propagan ondas sísmicas. La detección y el análisis de estas ondas pueden proporcionar información valiosísima sobre las condiciones físicas del invisible interior de la isla. El movimiento o vibración del terreno que se produce al paso de las ondas sísmicas se puede registrar mediante unos instrumentos denominados sismógrafos. De los datos recogidos por los sismógrafos es posible calcular el tiempo que ha tardado el movimiento sísmico en viajar

desde el lugar del terremoto hasta el sismógrafo. De la física más elemental sabemos que la velocidad se define como el espacio recorrido en un determinado tiempo, por lo que conociendo la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, podemos conocer el lugar donde ocurrió un determinado terremoto. Si solamente disponemos de un sismógrafo, podremos conocer la distancia aproximada hasta el epicentro del terremoto (proyección en superficie del lugar donde se generó el terremoto), pero no de qué dirección proviene. De esta forma, es posible dibujar un círculo centrado en el sismógrafo cuyo radio define la distancia a la que se encuentra el epicentro del terremoto. Si en vez de un sólo sismógrafo, disponemos de varios, podremos dibujar tantos círculos como sismógrafos haya; además, el punto donde se solapen todos los círculos corresponderá a la posición más probable del epicentro.

Esta metodología de localización la hemos adaptado al caso de Tenerife (usando cuatro hipotéticos sismógrafos), como se ilustra en el panel superior de la figura 9. Desafortunadamente, en el mundo real las cosas no son tan sencillas, y los perfectos círculos de localización de epicentros se deforman (panel central de la figura 9) debido a la dependencia de la velocidad de propagación de las ondas del material que atravesen. Además, hay que considerar la presencia de un elevado ruido sísmico de fondo, consecuencia en gran parte de la actividad humana presente en la superpoblada Tenerife. La diferencia en la localización del hipotético epicentro es ya notable entre los paneles superior y central de la figura 9. Tal diferencia aumenta si tenemos en cuenta que dos de los sismógrafos están ubicados en el mar y que, aunque existe la tecnología para instalar sismógrafos en el fondo del océano, es tan cara que las posibilidades de tener estas instalaciones son prácticamente nulas, en especial en este país nuestro tan poco dado a las inversiones en ciencia. Por ello, debemos de eliminar dos de los cuatro sismógrafos que hemos utilizado en este experimento y como consecuencia, el error en la localización del epicentro aumenta significativamente (panel inferior de la Figura 9).

El ejemplo que hemos usado está basado en hechos reales, ya que la mayoría de los terremotos que ocurren en las cercanías de Tenerife tienen lugar entre esta isla y la vecina Gran Canaria (ver la figura 10), por lo que la falta de sismógrafos en el fondo marino nos niega la posibilidad de poder localizar correctamente la mayoría de los sismos que ocurren en Tenerife. Hay que recordar que hemos debido esperar hasta prácticamente entrado el siglo XXI para empezar a contar con una red sismológica apropiada, que durante muchos años consistió en un único sismógrafo instalado en Santa Cruz de Tenerife. Claramente, un sólo sismógrafo era del todo insuficiente para poder aventurarse a calcular cualquier parámetro

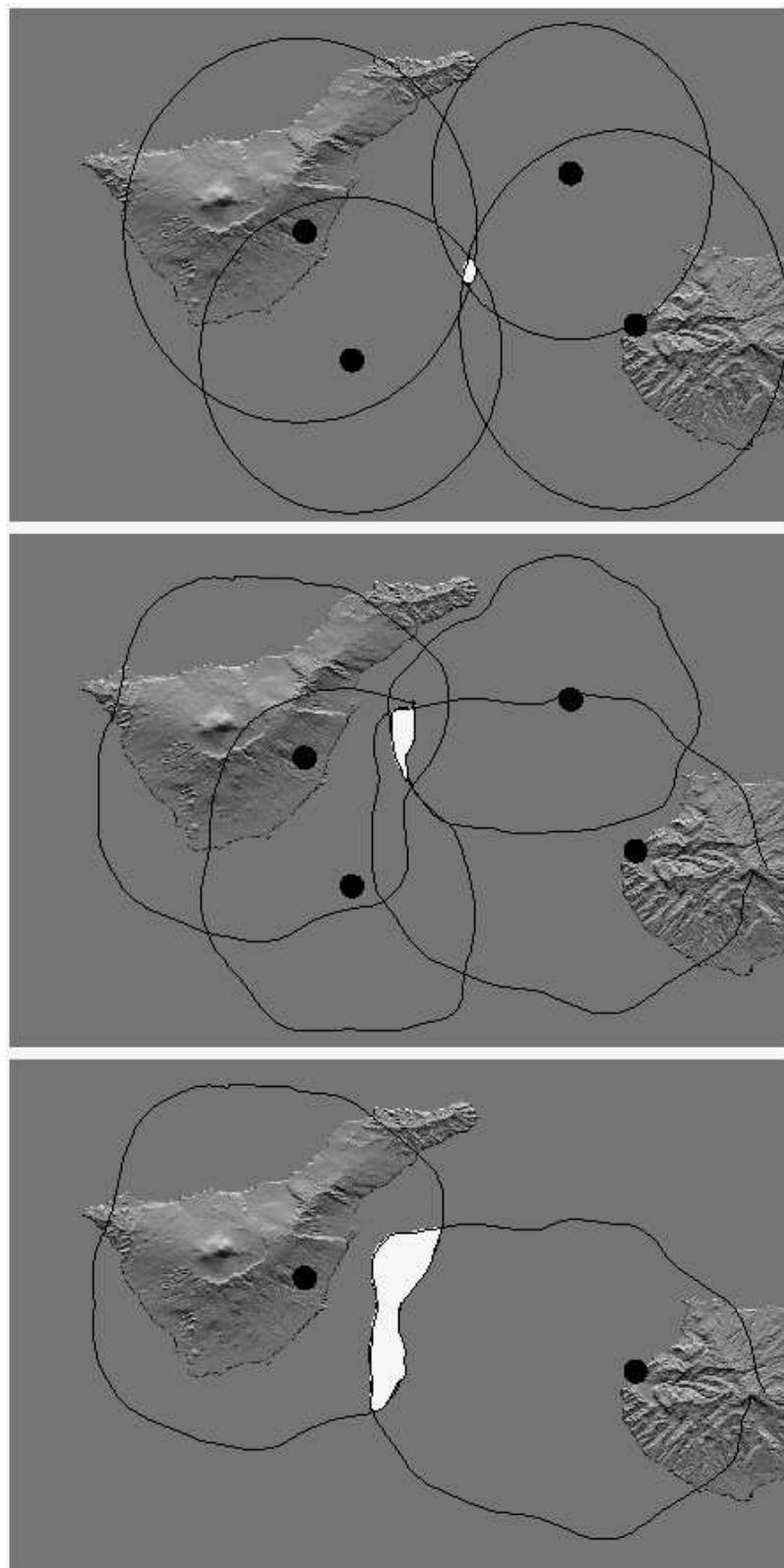


Fig. 9. Explicación de la metodología de localización de epicentros sísmicos. Los círculos negros representan sismógrafos, mientras que las áreas blancas representan las regiones donde la metodología de detección sitúa los epicentros (ver texto principal para más detalles).

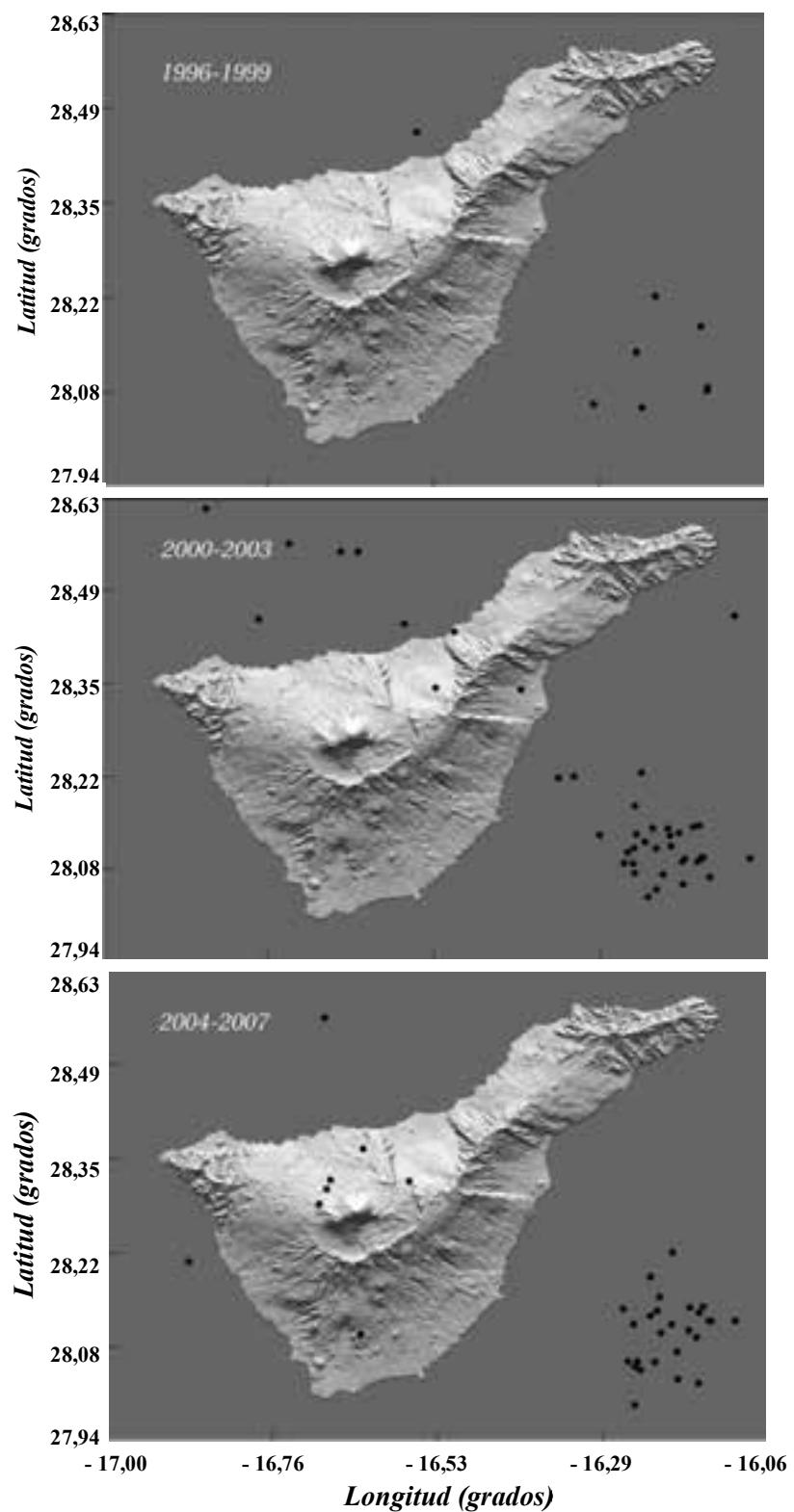


Fig. 10. Localización de los epicentros de los terremotos de magnitud superior a 2,5 ocurridos en los alrededores de Tenerife desde 1996 a 2007. Datos calculados por el Instituto Geográfico Nacional.



Fig. 11. El Teide es un cuerpo físico que puede vibrar de una forma análoga a como lo harían los tubos del órgano de una iglesia.

sísmico (epicentro y/o hipocentro, procesos iniciadores del terremoto, etc ...).

La perfecta localización de un terremoto es esencial a la hora de analizar qué proceso geológico lo ha iniciado. En una isla como Tenerife, el seguimiento espacial y temporal de los hipocentros asociados a una reactivación volcánica nos permitirían estudiar qué tipo de actividad es esperable (erupción de la cámara central de El Teide, erupción como las ocurridas en tiempos históricos asociadas a intrusiones de diques, ...) y donde puede ocurrir.

La piedra en el estanque no es el único símil que podemos encontrar para explicar el fenómeno de la propagación de ondas en Tenerife; un órgano de iglesia nos puede servir para entender otro interesante fenómeno asociado a la actividad volcánica: los tremores volcánicos. Los tubos de un órgano suenan porque vibran en respuesta a las ondas generadas al introducir aire en ellos. Este aire induce diferencias de presión que son las responsables de la propagación de ondas que a su vez hacen resonar los tubos. En un volcán, se generan enormes diferencias de presión en los fluidos (gases, magma, agua, ...) asociados la reactivación de las cámaras magmáticas. Los conductos o tubos que conectan la cámara magmática con el cráter resuenan al paso de las ondas generadas por las diferencias de presiones y emiten tonos como lo harían los tubos de los órganos. Los tonos o tremores volcánicos no podemos oírlos, pero si detectarlos mediante sismógrafos. En definitiva, un volcán como el Teide es una especie de gigantesco órgano (ver la figura 11) del que no esperamos que toque ninguna melodía, pues eso podría significar el preludio de una erupción.

Agua y fuego

Al contrario que en otras islas volcánicas del mundo, en Tenerife no llueve mucho, no hay cursos permanentes de agua y no hay lagos. Sin embargo, la isla es capaz de dar de beber a una población que supera el millón de habitantes (contando con los turistas que la visitan) y además riega superficies importantes de plataneras y tomateros, cultivos que exigen mucha agua. Casi toda esta cantidad de agua, unos 150 hectómetros cúbicos al año, proviene del subsuelo de la isla, o sea, es agua subterránea.

¿Cómo es posible que en una isla donde llueve relativamente poco se puedan extraer tales cantidades de agua subterránea? Esta pregunta ya se la hacían los antiguos griegos, que se asombraban en ver la enorme cantidad de agua que brotaba de algunos manantiales y que no estaba en consonancia con la poca cantidad de agua que llovía. Tales de Mileto (aproximadamente 650 AC) propuso que las aguas subterráneas provenían del océano y que de allí pasaban al interior de la tierra desde la que ascendían hacia los

manantiales por la presión de las rocas. Aristóteles, discípulo de Platón, propuso la existencia de un vapor interior que asciende, se condensa y brota en los manantiales. Aristóteles es además el primero en sugerir que parte del agua de los manantiales procede de la filtración del agua de lluvia. Ya en el siglo I AC, el arquitecto romano Marco Vitrubio describió por primera vez el ciclo hidrológico, el papel de la vegetación en dicho ciclo (menciona incluso plantas aptas para la captación de agua) y refirió técnicas para buscar aguas subterráneas. El pensamiento griego del origen marino de las aguas subterráneas se mantuvo hasta finales del siglo XVI, cuando Bernard Palissy, apoyado en observaciones y experimentos retomó las ideas de Vitrubio y situó a la infiltración del agua de lluvia como el origen del agua subterránea. Ya a finales del siglo XVII y durante el XVIII, numerosos experimentos, como los llevados a cabo en el parisino río Sena por Mariotte y Perrault (hermano del famoso escritor de fábulas), confirmaron el origen meteórico (lluvia y nieve) de las aguas subterráneas.

Sin embargo, la controversia sobre el origen del agua subterránea en las islas Canarias duró hasta bien entrado el siglo XX. Esta es ciertamente una curiosa historia que nace en 1890 cuando el ingeniero de caminos Eugenio Suárez Galván inspeccionaba en el municipio tinerfeño de Arafo una galería que se estaba construyendo para aumentar el caudal de un manantial. Este ingeniero quedó maravillado al ver que el agua brotaba del suelo de la galería. Unos años más tarde, en 1903, este mismo ingeniero trabajaba en un proyecto para llevar agua desde el centro de la isla de Gran Canaria a la ciudad de Las Palmas. Notó que la cantidad de agua subterránea que se extraía era muy grande en relación a la pluviosidad de esa zona y a la cuenca de infiltración. Algo parecido describió en 1913 durante la ejecución de un túnel de conducción de agua hacia la ciudad de Santa Cruz de Tenerife. La cantidad de agua que se encontró en dicho túnel era muy grande respecto a la superficie de infiltración. El señor Suárez propuso la teoría de las ‘Aguas Ascendentes de Canarias’ según la cual, entre la corteza terrestre y el manto, hay una capa de agua y vapores a presión que puede ascender por conductos y fracturas como los existentes en terrenos volcánicos como las islas Canarias. En cierta medida, esta teoría continúa con las que proponían los antiguos griegos. La teoría del señor Suárez supone que una isla como Tenerife no es capaz de almacenar grandes cantidades de agua, sin embargo esto ha sido probado que no es cierto y que la condición volcánica de la isla propicia la capacidad de contener grandes reservas de agua.

Si queremos almacenar agua, necesitamos que el suelo o basamento de la isla sea impermeable y que la superficie insular sea porosa y permeable para facilitar la infiltración de aguas de lluvia y nieve. Estas condiciones se dan en Tenerife, ya que por lo general, la permeabilidad desciende con la profundidad, debido sobre todo a la compactación del material y a procesos

hidrotermales. Llegados a una determinada profundidad, se puede considerar que el terreno es impermeable. En algunas zonas de la isla, la capa impermeable no se alcanza de un modo gradual, sino que aparece de súbito una capa arcillosa conocida localmente como ‘mortalón’ y que corresponde al material triturado que quedaba tras producirse deslizamientos de tierra, que en Tenerife alcanzaron proporciones colosales, como los deslizamientos que dieron lugar a la formación de los valles de Güímar, La Orotava e Icod. Tenemos ya un basamento impermeable sobre el que puede ir almacenándose agua en poros y grietas durante miles de años.

El ciclo del agua subterránea en Tenerife es simple cuestión de equilibrio entre el agua que entra en el acuífero y la que sale por extracción humana o por pérdidas naturales hacia el mar (ver figura 12). En este sentido, un porcentaje del agua (quizás hasta un 40%) que cae en forma de lluvia o nieve se infiltra en el terreno y recarga el acuífero. De forma natural, parte del agua de los acuíferos, un porcentaje parecido al agua recargada, fluye pendiente abajo y se pierde en el mar. Sin embargo este equilibrio es roto por la existencia de una enorme red de pozos y galerías de agua que extraen desde hace tiempo incluso el agua subterránea de reserva.

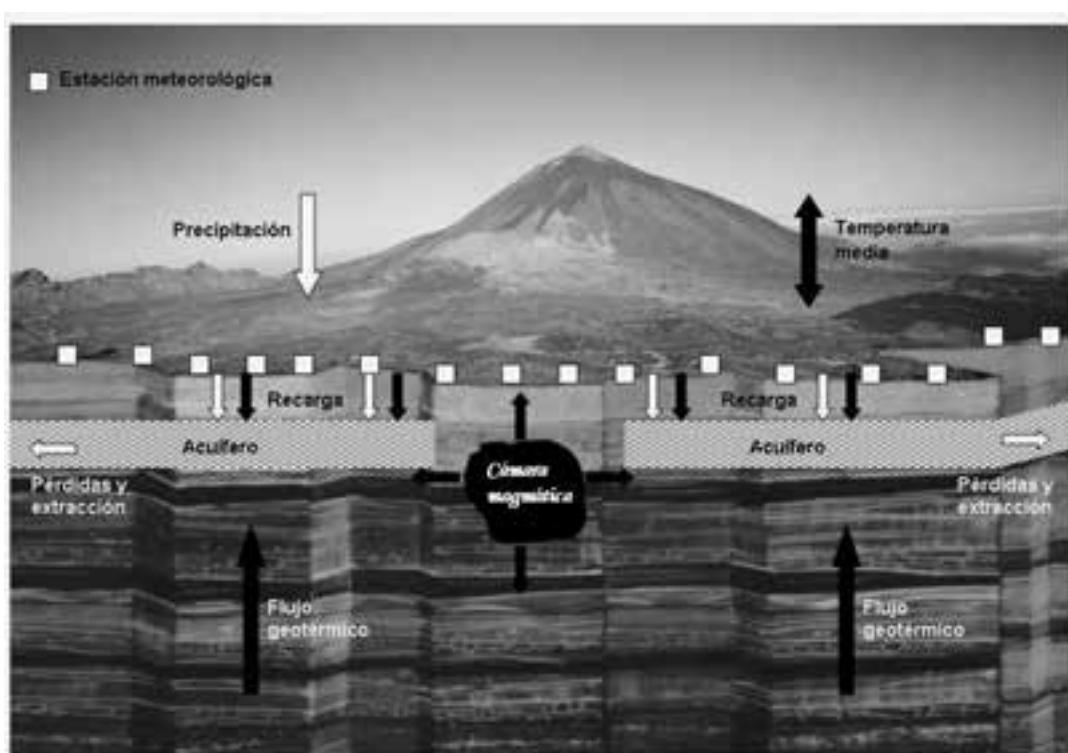


Fig. 12. Esquema simplificado de los procesos físicos involucrados en la dinámica del agua subterránea en la isla de Tenerife.

Hasta mediados del siglo XIX, toda el agua que se consumía en Tenerife provenía de nacientes, manantiales y agua captada en los barrancos. Esta agua se vio que era insuficiente para las demandas agrícolas, sobretodo de las exigentes plantaciones de plataneras y tomateros, por lo que aparecieron las llamadas Sociedades de Investigación, Explotación y Aprovechamiento de Aguas Subterráneas. Durante la segunda mitad del siglo XIX la búsqueda de agua subterránea se centró en la perforación de galerías donde había nacientes naturales para aumentar su producción. En general estos nacientes se alimentaban de acuíferos colgados que no llegaban a los acuíferos principales de la isla, mucho más profundos. La necesidad de más agua hizo que se empezaran a perforar galerías más profundas ubicadas en un principio en barrancos, aunque con el paso del tiempo se perforaron a lo largo de toda la geografía insular. Estas galerías empezaron siendo de varios cientos de metros de profundidad (hasta que se encontraban con el nivel saturado de agua), aunque con el tiempo alcanzaron kilómetros de profundidad, conforme el acuífero retrocedía debido a la sobreexplotación. También se daba el caso de galerías que avanzaban kilómetros sin encontrar su primera agua.

A mediados de la década de 1960 se había abierto el 90% de las galerías existentes en la actualidad y que correspondía a más de 1.200 kilómetros de túneles perforados. En la actualidad esta cifra se eleva a unos 1.800 kilómetros. El máximo de producción de agua se alcanzó en 1965 con unas 50.000 pipas/horas, unidad de medida local que equivale a 7.000 litros/segundo, mientras que en el año 2005 la producción no llegó a los 4.000 litros/segundo debido a la merma de los acuíferos. Las galerías o minas de agua no son un invento isleño, ya que persas y egipcios utilizaban ya hace más de 2.500 años el sistema de los 'kanats', túneles de varios kilómetros horadados en roca blanda para recoger el agua de infiltración. En el caso de Tenerife, las primeras galerías se perforaron a pico y pala, pero con el paso del tiempo la dinamita, los martillos neumáticos y últimamente las excavadoras facilitaron el trabajo.

Ya que nuestra intención es usar Tenerife como un laboratorio para experimentos de Física, vamos a utilizar la temperatura del agua subterránea para estudiar cómo ésta se infiltra y fluye por el subsuelo de la isla. A esto los físicos lo llamamos estudio del transporte de masas y calor. Lo primero que necesitamos es tener una idea general de la distribución del agua subterránea y su temperatura. El Consejo Insular de Aguas del Cabildo de Tenerife posee una enorme base de datos donde está registrada la posición y temperatura de los manantiales de agua en el interior de las galerías bajo su control administrativo. Los mapas con la distribución espacial del acuífero (o acuíferos) de Tenerife y sus respectivas temperaturas y contenidos en bicarbonatos se muestran en las figuras 13 y 14, respectivamente.

En general, la vertiente sur del acuífero está más caliente que la norte; además, cuanto más al este nos movamos, más fría está el agua. La acumulación de bicarbonatos en el agua subterránea está íntimamente relacionada con la actividad volcánica, como queda de manifiesto en la figura 14, donde se aprecia que el agua de mayor calidad (menor concentración de bicarbonatos, o sea de 'cal') se encuentra hacia el este de la isla, donde la actividad volcánica cesó hace muchísimo tiempo. Una vez más, la vertiente sur del acuífero contiene aguas con mayor presencia de cal, al igual que aquellas aguas que rodean la caldera de Las Cañadas. Estas últimas están claramente influenciadas por la actividad volcánica del complejo Teide-Pico Viejo.

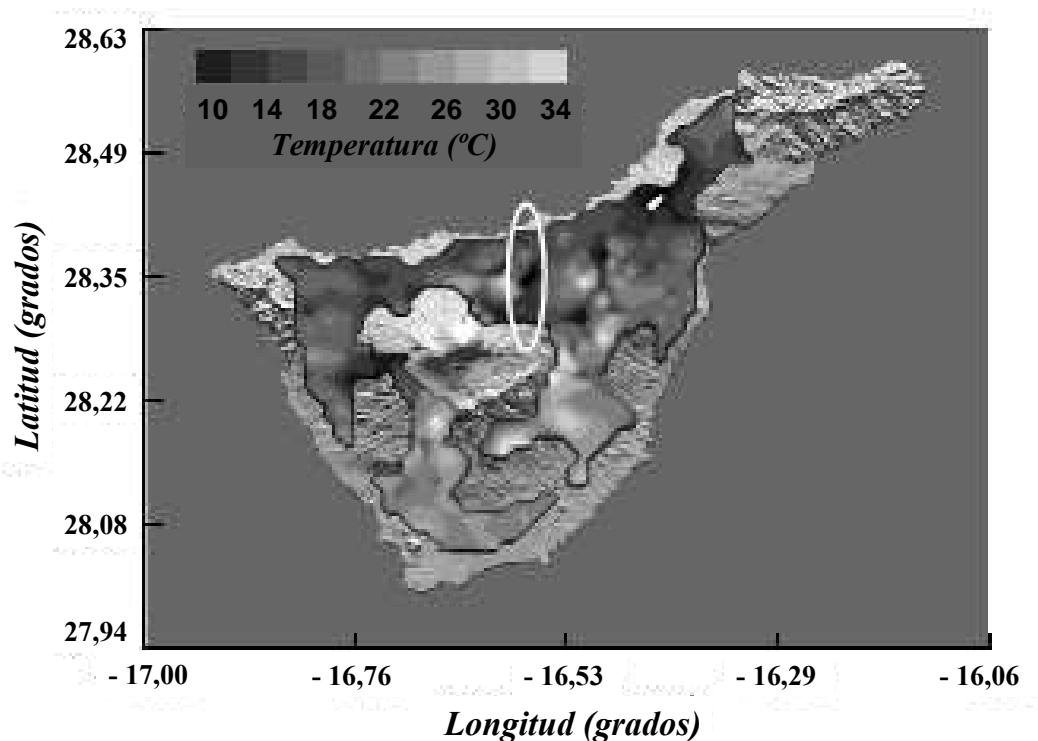


Fig. 13. Mapa que muestra la distribución de temperaturas de las aguas subterráneas de Tenerife. La elipse marca la zona oriental del valle de la Orotava a estudio.

Pese a que todo esto es muy interesante, vamos a fijarnos en la región enmarcada por las elipses en las figuras 13 y 14. Corresponde a la zona oriental del Valle de la Orotava que linda con el Macizo de Tigaiga. El agua subterránea de esa zona es significativamente más fría y contiene más cal que la de sus alrededores. Parece que esa zona se comporta de manera distinta que la de sus alrededores, ¿por qué? La figura 15 muestra una

ampliación de esta zona y un corte transversal muy simplificado de lo que ocurre ahí abajo. La importancia científica de las galerías de agua queda de manifiesto en el panel inferior de esta última figura, pues podemos observar cómo estas infraestructuras permiten visualizar las condiciones geológicas imperantes en la zona que atraviesan. En el área que estamos estudiando confluyen 4 estructuras distintas; por una parte los materiales que llenaron el Valle de la Orotava (1) tras los deslizamientos del edificio anterior (2). La frontera entre los materiales (1) y (2) lo conforma el mortalón, impermeable desde el punto de vista hidrológico y sobre el que fluye el agua hacia el mar. En la cabecera de esta porción del valle se encuentran los materiales basálticos y diferenciados de relleno de la Caldera de Las Cañadas (3), limitadas al oeste por los materiales basálticos de la dorsal noreste de Tenerife (4).

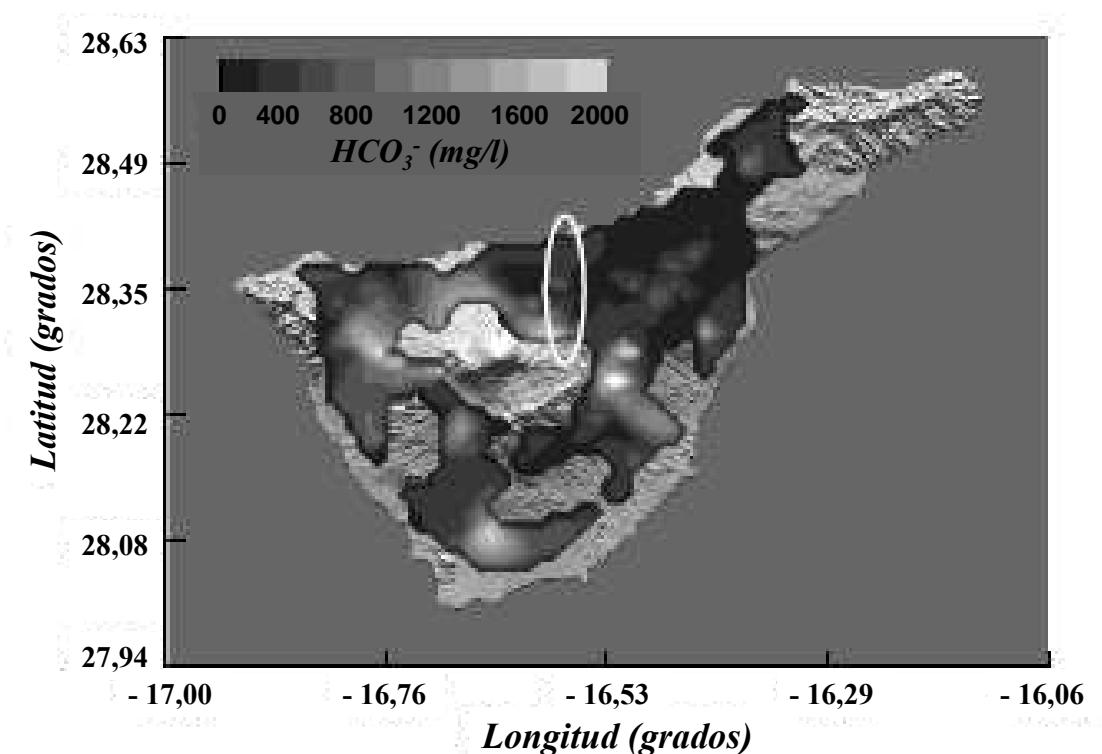


Fig. 14. Mapa que muestra la concentración de bicarbonatos en las aguas subterráneas de Tenerife. La elipse marca la zona oriental del valle de la Orotava a estudio.

Recogiendo toda la información que se resume en las figuras 12 a 15 podemos construir un modelo físico del movimiento de las aguas subterráneas y su interacción con posibles fuentes de calor en esta zona de la isla. El agua entra en este sistema en forma de lluvia y/o de nieve a una

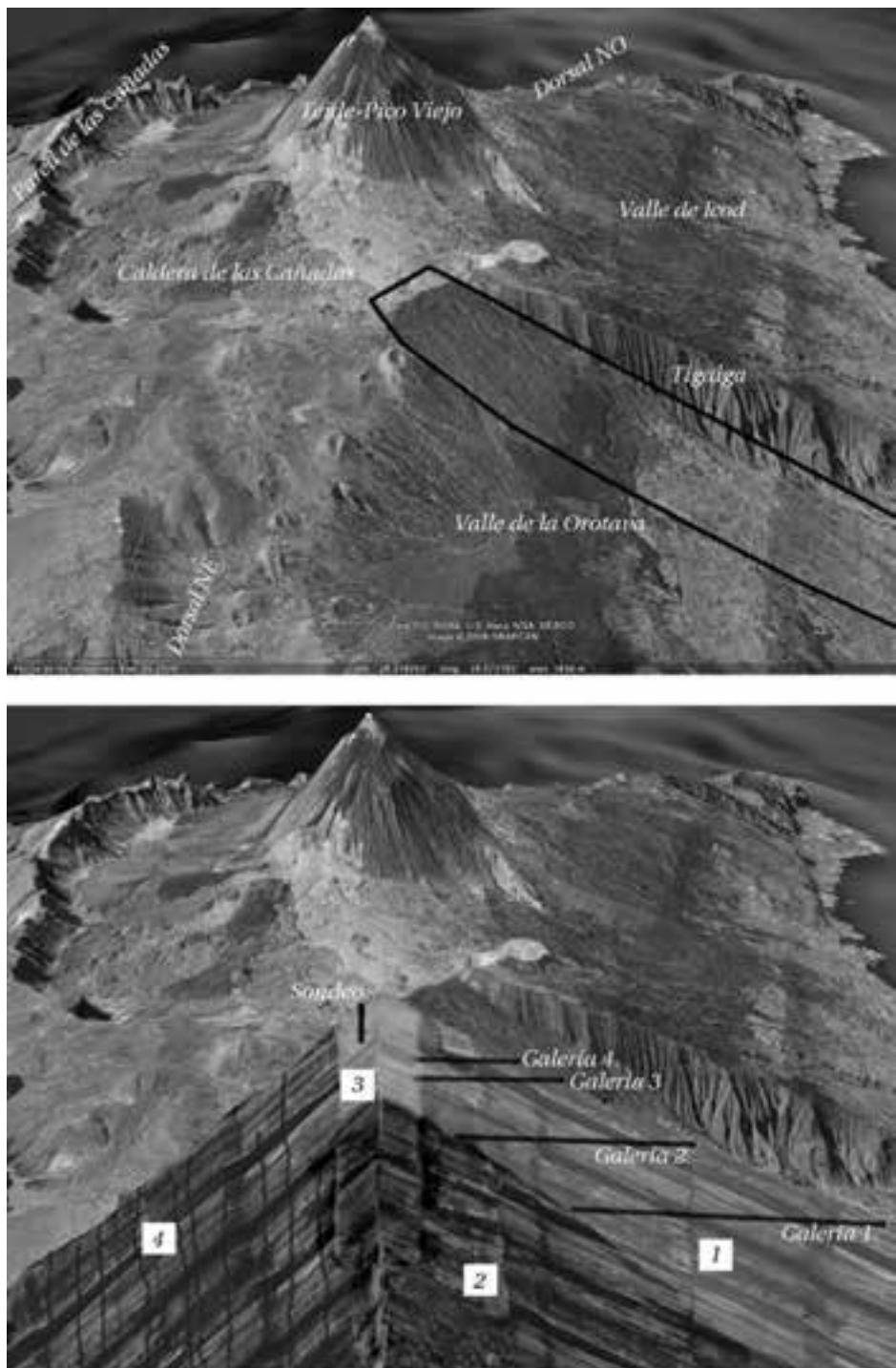


Fig. 15. El panel superior muestra una imagen de Google-Earth de la zona central de Tenerife y el valle de La Orotava. El área a estudio se encuentra delimitada por unas líneas continuas de color negro. El panel inferior muestra un corte transversal de la zona oriental del valle de La Orotava, dejando expuestas las diferentes unidades estratigráficas presentes en la zona: por una parte los materiales que llenaron el valle de La Orotava (1) tras el o los deslizamientos del edificio anterior (2), y por otra parte los materiales basálticos y diferenciados de relleno de la caldera de Las Cañadas (3), limitadas al oeste por los materiales basálticos de la dorsal noreste de Tenerife (4).

temperatura de unos 6 grados centígrados. De los cálculos existentes, aproximadamente un 40% de ese agua se infiltra y recarga el acuífero localizado en el interior de la Caldera de las Cañadas. La actividad volcánica residual y/o la interacción con el material donde reside el agua, la carga de bicarbonatos (de cal). El agua relativamente fría y cargada de bicarbonatos podría descender a través en la zona oriental de la cabecera del Valle de la Orotava hacia el mar, explicando la presencia de aguas frías y de mala calidad en esta zona del valle.

Este es el modelo o hipótesis de partida, pero esto hay que probarlo y para ello hacemos uso de las ecuaciones (modificadas) que mostramos en la figura 1 y las metemos en un ordenador y esperamos a ver que resultados obtenemos. Los resultados son ciertamente interesantes. Si el agua subterránea proviene de la infiltración de agua muy fría, la temperatura de la roca desde prácticamente la superficie de la caldera hasta el nivel freático (casi 400 metros bajo la superficie) debería ser aproximadamente 6 grados. Pedimos permiso al Consejo Insular de Aguas para usar uno de sus pozos de control del nivel de agua en Las Cañadas y encontramos que la temperatura de la roca era de ... ¡6 grados centígrados! Resulta curioso que a menos de 6 kilómetros de un volcán gigantesco, la temperatura del subsuelo sea tan baja. La temperatura del agua en el pozo mencionado era de unos 14.5 grados centígrados.

Este parece un mal dato si quisiéramos buscar recursos geotérmicos en la parte central de Tenerife. Pero, ¿es en verdad tan malo ese dato? Pues no, todo lo contrario. Nuestro modelo matemático predice que es necesario que el flujo de calor (que calienta el agua desde abajo) sea al menos 4 veces el flujo medio del planeta para que la temperatura del agua sea de 14 grados y no menor. Ese aporte extra de flujo puede provenir de la cámara magmática del Teide o de una anomalía térmica en profundidad (eufemismo muy utilizado en ciencia que significa que no sabemos). Si la caldera de Las Cañadas estuviese a nivel del mar, la temperatura del agua subterránea superaría ¡los 40 grados centígrados! Esto es lo bonito que tiene la Física: te permite intentar explicar cómo funcionan las cosas, pero también te permite jugar a '¿y qué pasaría si ...?'

Epílogo

Pese a que la Física y la Geología no tuvieron unos inicios en común muy prometedores, con el tiempo, los físicos aprendieron a respetar y aceptar los métodos de trabajo empleados en Geología y los geólogos adquirieron mejores habilidades matemáticas y con ello nació la Geofísica.

En este ensayo hemos utilizado Tenerife como banco de pruebas de una serie de leyes físicas que nos han permitido estudiar aspectos como la

propagación de ondas, el flujo de calor, el transporte de masas, el campo magnético, etc... Hemos visto además lo interesante que es Tenerife como parte del engranaje dinámico del planeta y por sí misma como laboratorio volcanológico ideal debido a los complejos procesos que han tenido lugar durante su corta vida (por supuesto en términos geológicos). Y, no menos importante, espero que este humilde trabajo les haya permitido apreciar la Física como una hermosa herramienta que nos permite interpretar los fenómenos naturales bajo el lenguaje de las matemáticas.

4. El legado paleontológico de nuestras islas: un patrimonio a conservar

Esther Martín González

Museo de Ciencias Naturales de Tenerife.

Organismo Autónomo de Museos y Centros del Cabildo de Tenerife.

Los fósiles, algunas veces ocultos en la tierra, constituyen verdaderos enigmas, que al ser descifrados ayudan a comprender mejor la imagen actual de nuestro planeta. Creo sinceramente, que de ello era muy consciente Don Telesforo, cuando recorría incansablemente el territorio del Archipiélago Canario, observando la naturaleza, y dedicando siempre tiempo a rebuscar en canteras o dentro de cavidades volcánicas, obteniendo así un importante tesoro. El registro fósil de las islas Canarias es relativamente escaso y se encuentra de forma puntual, pero aún así, Don Telesforo descubrió en la ladera de Martínez (Puerto de la Cruz) los restos fósiles (o subfósiles) de un lagarto y una rata gigantes (Gallotia goliath y Canariomys bravo), y en las toscas de Fañabé los restos de tortugas terrestres de gran tamaño (Geochelone burchardi), especies que en un pasado más o menos próximo habitaron las islas. El patrimonio paleontológico (fósiles y yacimientos) de las islas Canarias constituye un importante legado natural, científico y cultural que debemos preservar, porque a partir del mismo podemos reconstruir la evolución de la gea y la biota de nuestro archipiélago. Con esta contribución escrita pretendo aportar mi granito de arena para dar a conocer el importante patrimonio paleontológico de nuestras islas, contribuyendo así a su conservación y protección.

La Paleontología y los fósiles

“La historia de la vida es larga y va extendiéndose a medida que la ciencia empuja sus inicios cada vez más atrás, en la profundidad de los

tiempos”. Así comienza el capítulo *Vida y Tiempo* de **El Libro de la Vida** (S.J. Gould, ed., 1993), una maravillosa y ricamente ilustrada obra científica, sobre la historia de los seres vivos que han habitado la Tierra, desde sus primigenios inicios hasta nuestros días. Hasta bien entrado el siglo XX, se pensaba que la vida había aparecido sobre la Tierra hace unos 500 millones de años, durante el periodo llamado Cámbrico; sin embargo, empezaron a encontrarse indicios de vida microscópica en formaciones rocosas de más de 3.500 millones de años de antigüedad. A lo largo de todo este tiempo, que para la escala temporal de los humanos se hace muy difícil de imaginar, han aparecido y extinguido numerosas formas de vida y especies, evolucionando desde formas más rudimentarias – que no simples – hacia formas más complejas, capaces de adaptarse a cualquier ambiente.

El estudio de la historia de la vida en el pasado tiene una ciencia propia, la **Paleontología** (de *Palios* = *antiguo*, *onto* = *ser* y *logos* = *ciencia*), que se ocupa del análisis e interpretación de los restos de esas formas de vida, los **fósiles**. Es una ciencia relativamente joven, aunque ya los pensadores clásicos recogían restos que algunos identificaron como organismos que vivieron antes que ellos, y otros como “*juegos o imitaciones de la naturaleza*”. En el siglo XVII, Nicolás Steno comenzó a vislumbrar con cierta claridad la verdadera naturaleza de los fósiles. Pero es durante el periodo de la Ilustración (siglos XVIII y XIX) cuando se ponen los cimientos de la actual paleontología, con los trabajos de Cuvier, Lyell, y, por supuesto, Darwin. Ya en los siglos XX y XXI, la paleontología ha pasado de ser una ciencia básicamente descriptiva, a nutrirse de numerosas disciplinas: química, ecología, biología celular, informática, etc., ampliando notablemente su campo de trabajo. Pero antes de entrar a explicar someramente algunas de las aplicaciones de la paleontología, debemos saber algo sobre los objetos de estudio, los fósiles.

Los **fósiles** son los restos o señales de la actividad de organismos que vivieron en épocas pasadas. A pesar de lo que la mayoría de la gente piensa, los restos fósiles no son sólo aquellas partes duras petrificadas (huesos o conchas), sino que también se consideran como fósiles sus restos sin alterar: moldes, bioconstrucciones, o las huellas de la actividad que han dejado en diferentes sustratos sedimentarios u orgánicos (morada, reposo, alimentación, depredación, etc.).

A partir del estudio de esos restos o vestigios de las especies del pasado, la paleontología tiene como principal objetivo la reconstrucción de los organismos del pasado, pero no sólo de las partes esqueléticas, sino también de sus partes anatómicas blandas, considerando como principio básico el funcionamiento de las formas vivas actuales. Es decir, a partir de sólo los restos óseos desarticulados de la especie de rata gigante de Gran Canaria (*Canariomys tamarani*), aplicando los conocimientos presentes sobre cómo se ensambla el esqueleto de los roedores actuales, podemos

reconstruir la forma de la rata gigante (López Jurado & López Martínez, 1987).



Fig. 1. Conchas del gasterópodo marino *Strombus bubonius* del yacimiento de Matas Blancas, Fuerteventura (arriba), y nidos fósiles de himenópteros ("antóforas") del depósito dunar fósil de Timbaiba, Lanzarote (abajo).

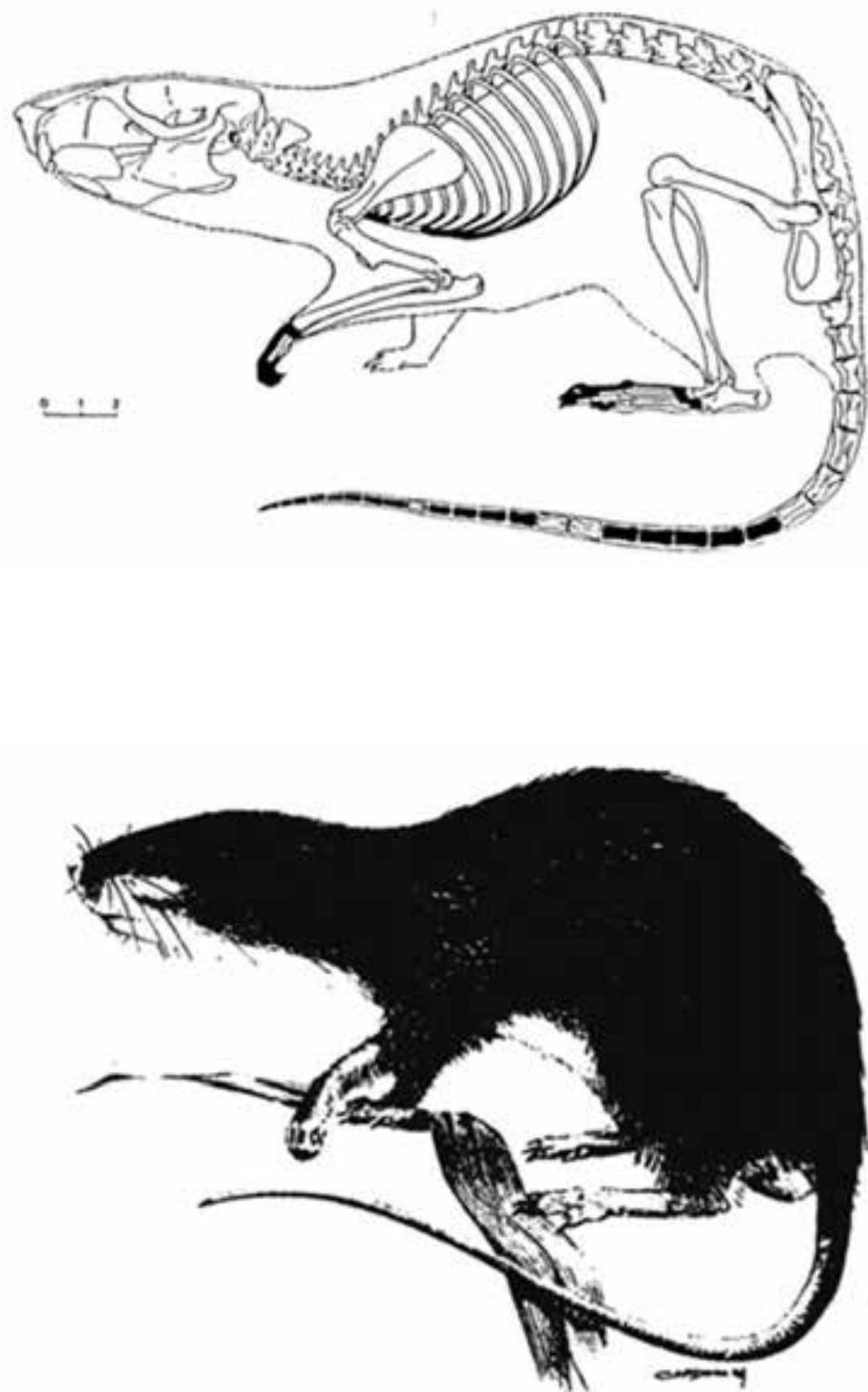


Fig. 2. Reconstrucción del roedor extinto *Canariomys bravoii* a partir de los restos esqueléticos fósiles (adaptado de López Martínez & López Jurado, 1987).

Otros objetivos de la ciencia paleontológica consisten en interpretar cómo han cambiado los organismos a lo largo del tiempo para adaptarse a nuevos ambientes (evolución), conocer los ancestros a partir de los cuales se han originado (filogenia); establecer cómo vivían y cómo se relacionaban con su entorno (paleoecología), saber cómo se distribuían o de dónde procedían (paleobiogeografía). Además, analizando las rocas donde se han depositado o datándolos podemos distribuir los fósiles en el tiempo, y correlacionar una región geográfica con otra (bioestratigrafía); y observando las señales que presentan los fósiles (redondeamiento, erosión, descamación, etc.) podemos reconstruir lo que ocurrió desde que se produjo la muerte del organismo hasta que encontramos sus restos, es decir, el proceso de fosilización (tafonomía).

En consecuencia, la paleontología ofrece herramientas para entender la biodiversidad actual, al menos aquella sobre la que no ha intervenido el hombre, y su distribución. De cara al futuro nos puede ayudar a establecer qué especies son las que tienen mayor riesgo de desaparecer, por ejemplo, debido a previsibles cambios climáticos.

La investigación paleontológica en Canarias

En Canarias se conocen fósiles y subfósiles de todos los grupos de vertebrados, excepto los anfibios, que han sido introducidos después de la llegada de los europeos. Quizás sea el grupo de los peces el menos estudiado a nivel paleontológico, centrándose su investigación en los restos asociados a yacimientos arqueológicos. El registro fósil de los vertebrados de las islas se extiende desde el Mioceno hasta prácticamente la llegada del hombre a Canarias, aunque de forma bastante puntual e intermitente.

Por su parte, el estudio paleontológico de los invertebrados, tanto marinos como terrestres, se ha enfocado sobre todo a los moluscos, debido a su gran abundancia y buena conservación en la mayoría de los yacimientos. Al contrario que con los vertebrados, el registro fósil de los invertebrados se distancia un poco más en el tiempo. Los fósiles más antiguos que se conocen en Canarias se encuentran en los materiales del complejo basal de Fuerteventura, representados por algas fósiles, bivalvos pelágicos, equinodermos y foraminíferos, así como por ejemplares de *Partschiceras* cf. *whiteavesi*, cefalópodo perteneciente al mítico grupo de los ammonites, que dominaron los mares de la era Mesozoica (hace entre 250 y 65 millones de años). No obstante, los fósiles pertenecientes a esta época están muy alterados y su estudio es muy complejo, por lo que la investigación paleontológica referida a invertebrados en Canarias, se ha centrado en los yacimientos del Neógeno (Mioceno y Plioceno) y Cuaternario (Pleistoceno y Holoceno).



Fig. 3. Sedimentos del Mesozoico en la localidad de Ajuy (Fuerteventura), formados en el fondo del mar.

Un grupo de fósiles muy raro en Canarias son las plantas, ya que la naturaleza volcánica de las islas no favorece su formación. A pesar de ello, en ocasiones aparecen troncos, hojas, frutos y otros restos vegetales entre los materiales volcánicos.

Sería muy engoroso detallar cada uno de los trabajos o publicaciones realizadas sobre las diferentes especies fósiles halladas en el archipiélago canario, además de que no es el objeto de esta contribución. De modo que he querido estructurar este trabajo en una serie de subapartados relacionados con los principales tipos de yacimientos paleontológicos de Canarias y con los fósiles que se pueden observar en ellos.

Tortugas y aves grandes, tobas y calcarenitas

Los fósiles de vertebrados más antiguos que se conocen en las islas son las tortugas terrestres gigantes del Mio-Plioceno y Pleistoceno, y las aves de gran tamaño del escarpe de Famara en Lanzarote. Estas especies se encuentran en tobas (piroclásticos pumíticos) y en calcarenitas (arenas muy consolidadas), una tipología de yacimientos paleontológicos muy complicada de trabajar debido a su gran consistencia y mala conservación.

Los fósiles de tortugas terrestres gigantes de las islas Canarias son conocidos desde principios del siglo pasado, cuando se hallaron algunos restos en una cantera de la zona de Adeje (Tenerife), que fueron identificados por Oscar Burchard como quelonios, y posteriormente descritos por Ahl (1926). Estas tortugas, pertenecientes al género *Geochelone*, son similares a las que viven actualmente en otras islas oceánicas (Galápagos, Madagascar, Seychelles o Aldabra), y llegaron a estar ampliamente distribuidas en el archipiélago canario, hallándose restos en Tenerife (*Geochelone burchardi*), Gran Canaria (*G. vulcanica*), Fuerteventura y Lanzarote (*Geochelone* sp. 1 y sp. 2). Los fósiles de Tenerife se han encontrado en materiales pumíticos (tobas) datados en el Pleistoceno (Bravo & Coello, 1975), y consisten en restos óseos, caparazón y huevos, todos muy alterados por las condiciones ambientales en el momento de la formación de los yacimientos. En Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote la mayoría de los fósiles hallados corresponden a huevos, incluso nidos parcialmente completos, en depósitos de arenas consolidadas (calcareitas) de edad mio-pliocena (Hutterer *et al.*, 1997). Una comparación de las medidas de los restos óseos encontrados con otras especies actuales y extintas de *Geochelone* han estimado que la longitud de los caparazones de *G. vulcanica* y *G. burchardi* sería de 61 cm y entre 65 y 94 cm, respectivamente.



Fig. 4. Fémur (arriba) y pelvis (abajo) de la tortuga fósil *Geochelone burchardi* de Tenerife, bastante bien conservados. Foto Rosa Abreu López.

La ausencia de material esquelético en la mayoría de las islas ha hecho que la identificación de las diferentes especies se haya basado también en el tamaño de los huevos. De esta manera, Hutterer *et al.* (1997) han estimado que las tortugas de Fuerteventura podrían estar más relacionadas con las de Gran Canaria, mientras que las de Lanzarote – con huevos de menor tamaño – constituirían un grupo aparte, más relacionado con las tortugas fósiles del norte de África (*G. sulcata* y *G. pardalis*). Una hipotética colonización y evolución de estos reptiles, según estos mismos autores, se habría producido desde las islas orientales hacia Gran Canaria y Tenerife, aumentando su tamaño corporal a medida que avanzaban. El gran tamaño de las tortugas terrestres de Canarias no es el único caso de gigantismo que se da entre la fauna insular, como veremos a continuación. La ausencia de depredadores y la abundancia de recursos alimenticios en un medio insular, son factores que favorecen la tendencia evolutiva hacia el aumento de tamaño en las especies que colonizan nuevos espacios insulares, tal y como se puede observar en varios archipiélagos oceánicos (por ejemplo, tortugas e iguanas de Galápagos). Las causas que condujeron a la extinción de estos grandes quelonios, mucho antes de la llegada del hombre a las islas, no están nada claras, aunque se ha propuesto que quizás estuviera relacionada con la actividad volcánica que habría arrasado sus áreas de cría (Rothe & Klemmer, 1991).

En el norte de Lanzarote, en diferentes puntos del acantilado de Famara, se localiza un nivel de calcarenitas (arenas consolidadas) de edad miocena (entre 9 y 6 millones de años), en el que se han encontrado restos óseos y de huevos de aves de gran tamaño. Los primeros restos fueron colectados por Don Telesforo Bravo en 1953, e inicialmente fueron asignados a aves de dos grupos de ratites: unas pertenecientes al género *Struthio*, como los avestruces actuales, y otras emparentadas con las *Aepyornis* o aves elefantes, coexistiendo ambos géneros en la isla (Sauer & Rothe, 1972). Esta idea venía a refrendar la teoría de algunos científicos que defendían el origen continental de las islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura), explicando de esta manera cómo pudieron llegar esas especies hasta las islas.

Posteriormente, García-Talavera (1990), con el análisis de nuevos restos, postuló la hipótesis de que se trataría de aves marinas de gran envergadura del orden extinto Odontopterygiformes, a las que no les sería difícil recorrer la corta distancia que separa las islas orientales de las costas africanas, y que estaría más en concordancia con las diferentes teorías aceptadas sobre el origen oceánico de nuestro archipiélago.

También en el yacimiento del Mioceno de Lanzarote ha aparecido el único fósil de serpiente de Canarias, un fragmento de vértebra de apenas 5 mm, del que sólo se ha podido saber su pertenencia a una especie de la familia de las boas (Boidae) (Barahona *et al.*, 1998). Su presencia en este

yacimiento es una incógnita, pero es posible que fuera depredada por las aves fósiles mencionadas anteriormente.

Vertebrados y tubos volcánicos

En islas de origen volcánico, los tubos volcánicos actúan como verdaderas trampas naturales, en donde se concentran y preservan los fósiles de reptiles, aves y mamíferos que vivieron en épocas pretéritas en las islas, por lo que constituyen una de las principales fuentes de información paleontológica en ecosistemas volcánicos (Castillo *et al.*, 1996). En los tubos volcánicos se ha encontrado la mayoría de las especies extintas de vertebrados que se conocen en el archipiélago canario, y algunos restos fósiles de especies que viven actualmente en las islas.

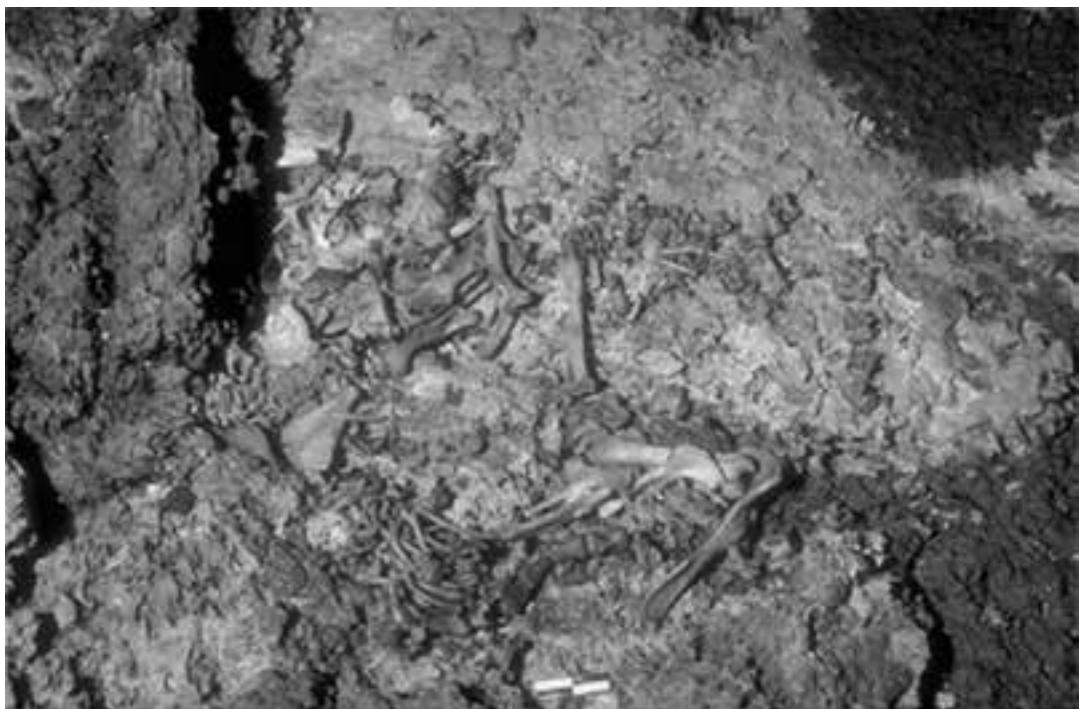


Fig. 5. Restos óseos de la rata gigante *Canariomys bravoii* sobre la superficie volcánica de la Cueva del Viento (Tenerife). Foto Sergio Socorro.

Don Telesforo fue el primero que descubrió fósiles de grandes lagartos en las pequeñas oquedades de la Ladera de Martínez, y que posteriormente sirvieron para realizar la descripción de la especie de lagarto gigante *Gallotia goliath* (Mertens, 1942). La mayor parte de los restos fósiles de estos lagartos aparecen concentrados dentro de cavidades volcánicas – por ejemplo, se han encontrado restos en 16 tubos de El Hierro (Castillo *et al.*, 2001a) - y en menor proporción en formaciones sedimentarias superficiales

como derrubios y depósitos de barranco. En ciertas ocasiones, los restos de lagartos gigantes han aparecido en un contexto arqueológico, como en los concheros y sedimentos de cuevas-habitación.



Fig. 6. Cráneo reconstruido del lagarto gigante de Tenerife *Gallotia goliath*.

Los lagartos de la especie *Gallotia goliath* ya están extintos en Canarias, pero siguen existiendo formas gigantes de menores dimensiones que la anterior, que se encuentran en lugares abruptos y aislados. Es el caso del lagarto gigante de El Hierro (*G. simonyi*), con una población natural restringida a las estribaciones del Risco de Tibataje; el de La Gomera (*G. bravoana*) en el Risco de La Mérica; y el lagarto canario moteado (*G. intermedia*), cuyas poblaciones se encuentran en las zonas más inaccesibles del acantilado de Los Gigantes y de la Montaña de Guaza (Arona). La presión ejercida por la acción del hombre sobre los hábitats y por los depredadores introducidos, ha causado una reducción en la talla de estos reptiles, fenómeno que se ha constatado en diversos archipiélagos. Aún hoy, y después de muchos estudios morfológicos, anatómicos y genéticos, sigue existiendo controversia acerca del número de especies de lagartos gigantes que existieron en un pasado más o menos reciente, y su relación con las actuales formas gigantes.

Otras especies fósiles de la fauna extinta de las islas Canarias, que aparecen conservadas en tubos volcánicos, son los roedores. Entre ellos se encuentran dos ratas de grandes dimensiones del género *Canariomys*, que

podían llegar a medir hasta 30 cm (sin la cola) y pesar más de un kilogramo, con una constitución ósea bastante robusta. En Tenerife se distribuía ampliamente *C. bravoi* (Crusafont-Pairó & Petter, 1964) cuyos restos aparecen frecuentemente en la mayoría de las cavidades volcánicas de la isla, desde Anaga hasta Teno, y desde el nivel del mar hasta Las Cañadas. En Gran Canaria, mientras, se encontraría *C. tamarani*, aunque se conoce muy poco sobre su distribución (López Martínez & López Jurado, 1987). El análisis de sus características anatómicas indica que la rata de Gran Canaria era de hábitos cavadores, estando muy ligada al suelo, mientras que la de Tenerife era una especie más trepadora. Al igual que ocurrió con los grandes lagartos, la llegada de especies invasoras, como las ratas (*Rattus*) y los gatos, debieron tener efectos drásticos sobre las poblaciones de ratas gigantes, conduciendo a su total desaparición. A ello habría que sumar, aunque probablemente de manera secundaria, que tanto lagartos como ratas, fueron una eficaz fuente de proteínas para los primeros pobladores de las islas, tal y como queda de manifiesto al aparecer sus restos en yacimientos arqueológicos (López-Jurado & López-Martínez, 1987).

Otra especie cuyos restos también han aparecido en tubos volcánicos es *Malpaisomys insularis*, un roedor algo más pequeño que las ratas actuales, que se distribuía ampliamente en Fuerteventura y Lanzarote (Hutterer *et al.*, 1988). Parece ser que sus características anatómicas (longitud de las extremidades) indican que estaba adaptado a moverse en zonas de malpaíses, de ahí su nombre genérico. El ratón del malpaís es una de las especies más abundantes del yacimiento paleontológico de la Cueva del Llano (Fuerteventura), un tubo volcánico parcialmente ocupado por un relleno sedimentario, donde se ha conservado un extraordinario depósito de fósiles de vertebrados. Su origen es escatológico, es decir, producido por la acumulación de egagrópilas (regurgitaciones de aves rapaces) durante un largo periodo de tiempo, en este caso originado por una lechuza (Castillo *et al.*, 2001b). En este depósito sedimentario también se han encontrado restos fósiles de otras especies: la lisa majorera (*Chalcides simonyi*), el perenquén mauritano (*Tarentola angustimentalis*), la musaraña canaria (*Crocidura canariensis*), o la codorniz extinta *Coturnix gomerae*. La aparición de restos de ratones (*Mus musculus*) y ratas (*Rattus sp.*) en los últimos niveles de este depósito, especies relacionadas con la llegada del hombre a las islas, coincide con la disminución de los fósiles de *Malpaisomys*, lo cual parece indicar que su extinción pudo deberse a la presencia de estas especies introducidas, probablemente originada por la transmisión de parásitos o enfermedades infecciosas.

Por último, entre las aves también existen ejemplos de especies cuyos restos fósiles han aparecido en cavidades volcánicas. Es el caso de la pardela del malpaís (*Puffinus olsoni*), que se encuentran en cuevas y grietas

de los malpaíses de Fuerteventura y Lanzarote, y cuya extinción parece ser bastante reciente, ya que también aparece asociada a yacimientos arqueológicos con claros indicios de haber sido consumida por los aborígenes (Rando & Alcover, 2008). Otro caso de extinción tardía y con indicios de ornitofagia, es el de la codorniz canaria (*Coturnix gomerae*), una



Fig. 7. Relleno sedimentario del tubo volcánico de la Cueva del Llano (Fuerteventura), señalado por el paleontólogo Francisco García-Talavera, donde aparecen restos de varias especies de vertebrados. Foto Mercedes Martín Oval.

especie de hábitos no voladores, que fue descrita a partir de restos hallados en la sima volcánica del Bujero del Silo (La Gomera), pero que parece haber habitado en casi todas las islas (Jaume *et al.*, 1993).

Entre las aves más pequeñas, los paseriformes, se conocen dos casos de especies extintas: el verderón de Trías (*Carduelis triasi*), cuyos restos aparecieron en la Cueva de los Murciélagos (La Palma) (Alcover & Florit, 1987); y el escribano patilargo (*Emberiza alcoveri*), cuyos restos óseos fueron hallados en un ramal de la Cueva del Viento de Tenerife (Rando *et al.*, 1999). Ambas tenían ciertas características óseas, como pueden ser alas cortas, que indicarían hábitos poco voladores, lo cual haría que estas especies fueran muy vulnerables a los depredadores introducidos (p. e. gatos y ratas).

En el archipiélago canario también se han producido extinciones locales que nos indican que algunas especies que en la actualidad viven en nuestro territorio tuvieron una distribución diferente en el pasado, quedando reflejadas también en restos encontrados en los yacimientos paleontológicos formados en tubos volcánicos. Es el caso, por ejemplo, de los restos de grajas (*Phyrrhocorax phryrhocorax*) de Tenerife y La Gomera, especie que se encuentra restringida actualmente a La Palma; o de la hubara (*Chlamydotis undulata*) en Tenerife, especie propia de los hábitats esteparios de Fuerteventura y Lanzarote.

Por tanto, los tubos volcánicos de las islas Canarias constituyen verdaderos reservorios de información paleontológica, ofreciéndonos un amplio registro de la fauna de vertebrados que habitaron en épocas pasadas este archipiélago.

Arenas, caracoles y pardelas

Otro de los depósitos sedimentarios terrestres de gran importancia para la investigación paleontológica en las islas Canarias son las dunas. Estas pueden ser de dos tipos: las antiguas, pertenecientes al Plioceno y Cuaternario, que se encuentran cementadas por caliche, y las actuales, que están en continuo movimiento. Evidentemente, desde el punto de vista paleontológico nos importan las primeras, las consolidadas, que se encuentran en prácticamente todas las islas. Los depósitos dunares pueden comportarse como auténticos cementerios de fauna, tanto vertebrada como invertebrada, favoreciendo la conservación de sus restos al ser enterrados rápidamente en un ambiente más o menos árido. Los fósiles, tanto conchas y huesos, como icnitas de invertebrados (huellas), son muy abundantes en las dunas, sobre todo en las del Pleistoceno.



Fig. 8. Restos de conchas, en buen estado de conservación, de varias especies de gasterópodos terrestres de la duna de la Punta de la Laja (Bajamar, Tenerife). Foto Alberto Martín Rodríguez.

En las islas existen varias formaciones dunares que por su significación paleontológica no podemos dejar de nombrar. Algunas especies fósiles de gasterópodos terrestres nuevos para la ciencia han aparecido en paquetes de arenas consolidadas (calcarenitas) pertenecientes al periodo Mio-Plioceno. En Gran Canaria, en el yacimiento denominado Hornos de la Cal (Jinámar) se han descrito cuatro nuevas especies fósiles del género *Canariella* (Hutterer & Groh, 2008), un género endémico de Canarias. Curiosamente, este género, que sí está representado en el resto de las islas, no se había observado hasta ahora en Gran Canaria, por lo que debió extinguirse en esta isla hacia finales del Plioceno por causas totalmente desconocidas. Otros depósitos de arenas consolidadas del Mioceno y Plioceno que han proporcionado especies fósiles son el yacimiento de Barranco de los Molinos (Fuerteventura), en la misma ubicación donde, como ya se señaló anteriormente, aparecieron restos de huevos de tortugas terrestres, y se encontraron conchas fósiles de una babosa extinta, *Parmacella parvula* (Hutterer, 1990); o el yacimiento de Órzola (Lanzarote), en el que se describieron siete especies de gasterópodos terrestres pertenecientes a diferentes géneros: *Theba*, *Canariella*, *Leptaxis*, etc. (Gittenberger & Ripken, 1985).

Las canteras de extracción de arenas desarrolladas sobre extensos depósitos de arenas eólicas han permitido encontrar nuevos fósiles de gasterópodos terrestres al dejar al descubierto importantes paquetes de arenas estratificadas. Es el caso de las especies *Theba costillae* de la Montaña de la Costilla (cerca de Lajares, en Fuerteventura), o *Napaeus lajaensis*, en la duna de Mancha de La Laja (Bajamar, Tenerife) (Castillo *et al.*, 2006).

Pero las dunas no sólo son reservorios de nuevas especies para la ciencia. La enorme riqueza de conchas de gasterópodos y nidos de insectos de las dunas pleistocenas de La Graciosa y Lanzarote, que recubren extensas superficies de las islas, han permitido realizar estudios sobre las variaciones evolutivas en el tamaño y abundancia de diferentes especies durante el Cuaternario, así como análisis sobre los mecanismos de formación de las concentraciones de conchas y su modo de conservación (Yanes *et al.*, 2005).

En las formaciones dunares fosilizadas también se encuentran los conocidos vulgarmente como “nidos de antófora”, que en realidad pertenecen a diferentes familias de Himenópteros y Coleópteros (Genise &



Fig. 9. Formaciones erosivas, donde se observan restos de conchas de gasterópodos terrestres y nidos de himenópteros fosilizados, en el yacimiento dunar de Timbaiba (Lanzarote).

Edwards, 2003). Son unas estructuras en forma de dedal y de unos pocos centímetros de tamaño que se concentran de forma abundante en las dunas, y representan huellas de actividad de los insectos. Su presencia en estas formaciones sedimentarias parece estar relacionada con épocas de mayor humedad, durante las cuales se produce una mayor abundancia de vegetación y, por ende, de insectos.

Las dunas no sólo albergan fósiles de invertebrados. Walker *et al.* (1990) hallaron en la zona conocida como Huesos del Caballo (Jandía) una nueva especie de pardela extinta, *Puffinus holeae*. Enterrados en la arena de la península de Jandía, donde excavaban las huras, se encontraron restos óseos (incluso de pollos) y huevos, pertenecientes a una colonia de nidificación, que al ser enterrada en un medio seco se ha conservado en excelentes condiciones. Su extinción parece estar relacionada con cambios en las condiciones climáticas que produjeron un descenso de la productividad marina, por tanto, de los recursos alimenticios de esta especie. Asociados a los restos de la pardela de la arena, aparecen otros huesos de vertebrados (ratón del malpaís, musarañas, perenquenes o lisas).

Pero las formaciones dunares no sólo proporcionan información paleobiológica y paleoecológica. Entre las capas de arenas que forman las dunas se intercalan paleosuelos (suelos fosilizados), que nos indican épocas de mayor pluviosidad. De ahí que el estudio detallado de las formaciones dunares antiguas nos permita reconstruir la historia paleoclimatológica del archipiélago canario, es decir, las fluctuaciones de períodos áridos y húmedos, así como los regímenes de viento. Según Ortiz *et al.* (2006), en las islas orientales se han producido al menos ocho fluctuaciones climáticas durante los últimos 50 mil años, datos que se sincronizan con los cambios climáticos observados en el norte de África durante este periodo de tiempo.

Callaos y conchas

Los cambios acontecidos en el clima a nivel mundial durante los últimos millones de años han quedado también reflejados en nuestro archipiélago, como ya hemos mencionado en apartados anteriores. Las oscilaciones climáticas globales han producido cambios en el nivel de mar, con episodios regresivos (descensos del nivel del mar en épocas más frías) y transgresivos (elevación, durante etapas más cálidas). En las islas se han encontrado numerosos yacimientos paleontológicos originados por los cambios del nivel del mar (movimientos eustáticos) en el pasado, las conocidas como playas levantadas. Entre los materiales sedimentarios de estos depósitos se encuentran los restos fósiles de organismos marinos, principalmente, moluscos y algas calcáreas, que serán distintas según las condiciones ambientales predominantes en cada momento.

Al igual que ocurre con los yacimientos terrestres, la mayoría de las playas levantadas que se conocen en el archipiélago canario se localizan en las islas orientales (Fuerteventura, Lanzarote e islotes, y Gran Canaria), aunque también hay numerosos ejemplos en Tenerife, y más escasos en La Palma, La Gomera y El Hierro, donde aparecen como enclaves muy localizados y de escasas dimensiones (García Talavera *et al.*, 1989). Los yacimientos más antiguos, los pertenecientes al Mio-Plioceno, se localizan generalmente a bastantes metros sobre el nivel del mar actual, llegando incluso a los aproximadamente 120 m de la localidad paleontológica de “Tinoca”, en las proximidades de Las Palmas de Gran Canaria. Esta altitud no se explica por los movimientos eustáticos del nivel del mar, sino porque los bloques insulares han experimentado ascensos y descensos debido a movimientos tectónicos. Por el contrario, los yacimientos pertenecientes al Cuaternario se suelen localizar entre los +1 y +4 m snm, si bien en ocasiones pueden aparecer a mayores altitudes, por ejemplo, el yacimiento de la Punta de Arucas en Gran Canaria, a +35 m (Meco *et al.*, 2002). En Lanzarote y Fuerteventura se han podido detectar hasta seis terrazas o playas levantadas pertenecientes al Cuaternario, que se localizan entre los +2 y +18 m snm actual, con una edad entre los 430.000 y los 3.000 años (Zazo *et al.*, 2002).

El estudio integral de sus características estratigráficas, sedimentológicas y de las asociaciones fósiles, nos permite reconstruir los cambios ocurridos en los ecosistemas costeros de las islas a lo largo de los últimos 6-7 millones de años. Los fósiles que se hallan en las playas levantadas del periodo Mio-Plioceno son diferentes de los existentes en estos momentos, mientras que la mayor parte de las especies que habitaron nuestras costas durante el Pleistoceno, siguen viviendo hoy en día en nuestras aguas. Son precisamente las especies marinas que se han extinguido en Canarias las que interesan a los paleontólogos, pues nos dan información sobre cómo era el ambiente que les permitió vivir en estas aguas.

De forma general, las especies que aparecen en los yacimientos mio-pliocénicos (*Strombus coronatus*, *Crassostrea cucullata*, *Nerita emiliana*), y algunas de las que aparecen en los del Cuaternario (*Strombus bubonius*), indican un clima más cálido que el actual de Canarias, puesto que pertenecen a géneros de aguas de clima ecuatorial como las del Golfo de Guinea o el Caribe (García-Talavera *et al.*, 1978; Meco & Petit-Maire, 1986). Un ascenso de la temperatura global del planeta, que produjo también un aumento de la temperatura del mar y cambios en las corrientes oceánicas, permitió a esas especies migrar a latitudes más templadas, incrementando notablemente su área de distribución.

Asimismo, los datos prueban que en el pasado existió una gran variedad de fondos marinos: rocosos, arenosos, mixtos, etc. Por ejemplo, en el yacimiento mio-pliocénico de la Playa del Valle (oeste de Fuerteventura)



Fig. 10. Playa levantada de El Corralito (Fuerteventura), de edad pliocena, donde se encuentran restos de varias especies de moluscos y algas calcáreas. Foto Alberto Martín Rodríguez.



Fig. 11. Restos de conchas de la especies *Crassostrea cucullata* y *Patella ambroggii* en el yacimiento plioceno de Playa del Valle, costa oeste de Fuerteventura. Foto Alberto Martín Rodríguez.



Fig. 12. Restos de la concha del gasterópodo *Strombus coronatus* y moldes de otras especies de moluscos del yacimiento plioceno de Los Corralitos (Fuerteventura). Foto Alberto Martín Rodríguez.

se pueden observar todos los ambientes de playa, desde el más profundo al más somero (Martín González *et al.*, 2001). Su secuencia estratigráfica comienza con varios niveles de callaos, formados en los ambientes de mayor energía de la playa, y en la parte alta se observa un nivel de arenas que podría haberse formado en un ambiente de “laguna”, similar al que se observa actualmente en las playas de Sotavento.

Coladas y plantas

Son pocos los fósiles vegetales hallados en Canarias. En su mayoría se trata de troncos fosilizados y moldes de los mismos, así como impresiones de hojas, semillas y ramas. Los fósiles terrestres más antiguos que se conocen en el archipiélago (13 millones de años) pertenecen a vegetales de un yacimiento de tobas cineríticas que afloran en el suroeste de Gran Canaria (García-Talavera *et al.*, 1995). También en esta isla han aparecido restos en los aglomerados del complejo Roque Nublo (datados en torno a los 4-5 millones de años), así como en los materiales volcánicos de la Serie I de Anaga (Tenerife) y Bco. de Santiago (La Gomera).

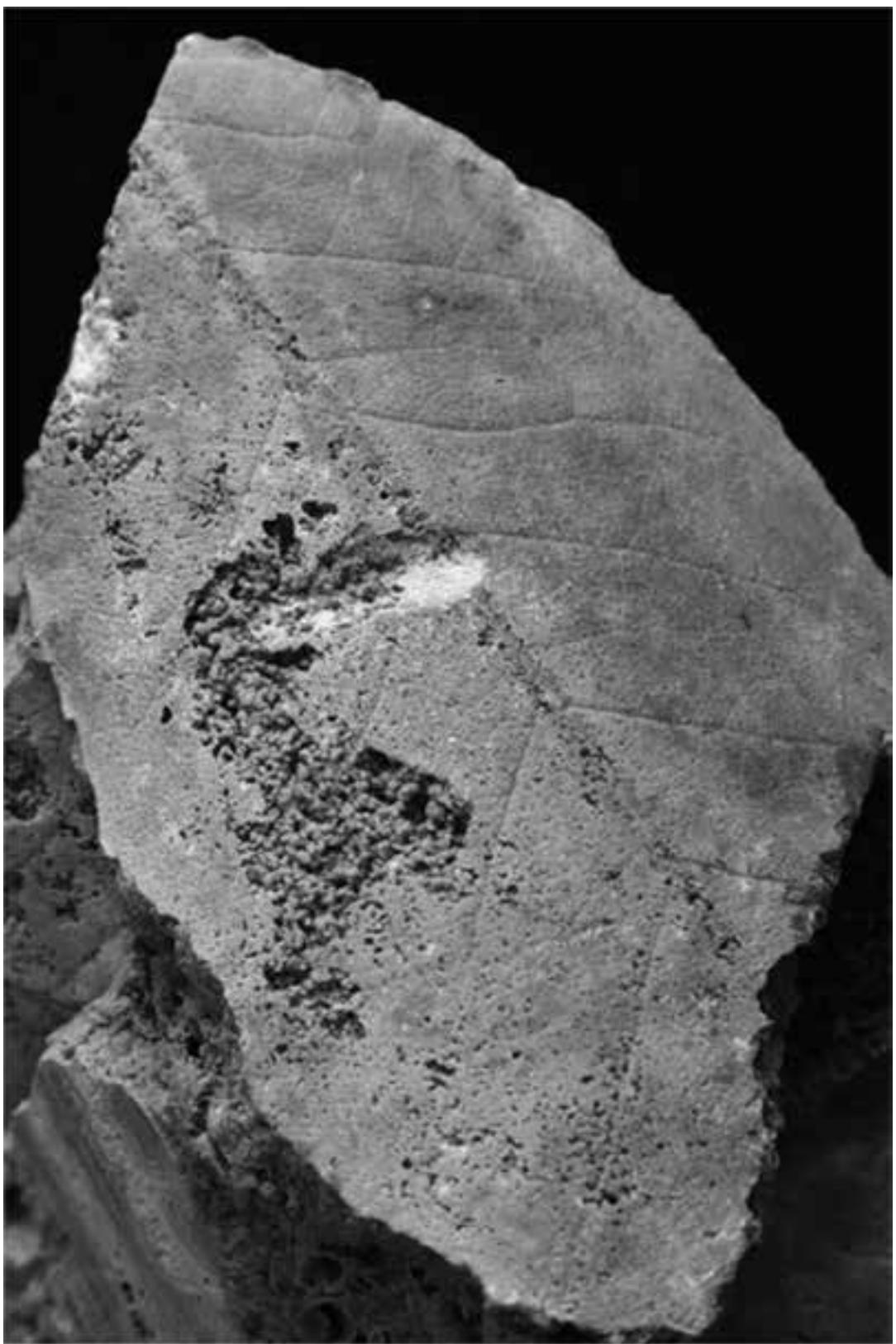


Fig. 13. Molde de una hoja, que a juzgar por su tamaño, podría ser de viñátigo de un yacimiento de Los Realejos (Tenerife). Foto Rosa Abreu López.

García-Talavera *et al.* (1995) señalaron que en las canteras de coladas piroclásticas pumíticas (tobas blancas) del sur de Tenerife datadas en el Pleistoceno superior, las cuales también quedaron al descubierto durante las excavaciones de cimentación de obras, aparecieron moldes de troncos, maderas carbonizadas e impresiones de piñas de pino canario.

Otros yacimientos de fósiles de vegetales están asociados a manantiales de agua caliente carbonatada, que al salir al exterior experimentaron un proceso de precipitación al enfriarse, cubriendo todo lo que encontraron, incluidas hojas. Al pudrirse la materia orgánica, quedaron los moldes e impresiones, que se pueden observar en varias localidades de Gran Canaria (Azuaje, Berrazales), Tenerife (Rambla de Castro) y La Palma (Caldera de Taburiente). En esta última localidad también han aparecido fósiles pertenecientes a varias familias de plantas asociados a materiales sedimentarios de zonas encharcadas (Vegas Salamanca *et al.*, 1998).

Protección del patrimonio paleontológico canario

La localización geográfica de muchos yacimientos paleontológicos los hace muy vulnerables. La construcción de carreteras, de urbanizaciones turísticas, de puertos deportivos, de paseos costeros, las extracciones de arena, o las filtraciones de aguas de riego y fecales en el caso de los tubos volcánicos, así como las visitas indiscriminadas y el saqueo de los yacimientos, son las amenazas más importantes que existen sobre este patrimonio natural, científico y cultural.

La Ley 4/1999, de 15 de marzo, de Patrimonio Histórico de Canarias creó la figura de Bien de Interés Cultural (BIC) con la categoría de Zona Paleontológica, con el objeto de proteger este legado de la Naturaleza. El yacimiento marino de Matas Blancas (Fuerteventura) fue el primero en ser declarado BIC. Sin embargo, la práctica se aleja de la teoría, y hasta el momento las medidas de protección no han sido efectivas para frenar el saqueo de las conchas del gasterópodo *Strombus bubonius*, tan características de este depósito. Recientemente se ha declarado el último, la sima volcánica con restos fósiles de vertebrados de El Bujero del Silo (La Gomera), si bien existen múltiples expedientes incoados.

Por lo tanto, la preservación de este patrimonio natural pasa por una correcta aplicación de la Ley de Patrimonio Histórico de Canarias, no sólo con la declaración de bienes de interés cultural, sino también con la implantación de los medios adecuados para hacer efectiva su protección. Asimismo, es necesario realizar una correcta gestión de esos bienes, de forma que no caigan en el olvido, revalorizando su importancia para la ciencia y la sociedad en general.



Fig. 14. Testigo reducido a atracción turística de la playa levantada de El Berrugo, dentro del puerto deportivo Marina Rubicón (Lanzarote).

Agradecimientos

Mi más sincero agradecimiento a los compañeros del Museo de Ciencias Naturales que revisaron el manuscrito (Lázaro Sánchez Pinto, Mercedes Martín Oval, Beatriz García y Alberto Martín Rodríguez), cuyas correcciones contribuyeron a mejorar sustancialmente lo que deseamos transmitir. Y a todos aquellos amigos que cedieron las fotografías que acompañan el texto. Y, muy especialmente, quisiera agradecer su paciencia y buen hacer a Julio Afonso, editor de esta publicación, por su tenaz trabajo; y a Juan Jesús Coello, en particular, y a la Fundación Telesforo Bravo-Juan Coello, el que me hayan invitado a contribuir en estas jornadas.

Referencias

AHL, E. (1926). Über eine ausgestorbene Riesenchilkörte der Insel Teneriffa. *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft* 77: 575-580.

ALCOVER, J. A. & F. FLORIT (1987). Una nueva especie de *Carduelis* (Fringillidae) de La Palma. *Vieraea* 17: 75-86.

BARAHONA, F., J. C. RAGE & F. GARCÍA-TALAVERA (1998). The first of snake on the Canary Islands: a vertebra from the Upper Miocene of Lanzarote. *Amphibia-Reptilia* 19: 419-425.

BRAVO, T. & J. COELLO (1975). Sedimentos con sienitas nefelínicas en Tenerife. *Estudios Geológicos*, 31: 501-511.

CASTILLO, C., M. LÓPEZ, M. MARTÍN, & J.C. RANDO (1996). La paleontología de vertebrados en Canarias. *Revista Española de Paleontología* nº extr.: 237-247.

CASTILLO, C., J.J. COELLO & E. MARTÍN GONZÁLEZ (2001a). Distribución geográfica del lagarto gigante de El Hierro (*Gallotia simonyi*) en el Cuaternario: aplicación de los datos paleontológicos para la conservación de las especies. *Revista Española de Paleontología* nº extr.: 15-20.

CASTILLO, C., E. MARTÍN-GONZÁLEZ & J.J. COELLO (2001b). Small vertebrate taphonomy of La Cueva del Llano, a volcanic cave on Fuerteventura (Canary Islands, Spain). Palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166: 277-291.

CASTILLO, C., Y. YANES, M.R. ALONSO & M. IBÁÑEZ (2006). *Napaeus lajaensis* sp. nov. (Gastropoda: Pulmonata: Enidae) from a Quaternary Aeolian deposit of northeast Tenerife, Canary Islands. *Zootaxa* 1307: 41-54.

CRUSAFONT-PAIRÓ, M. & F. PETTER (1964). Un murine géant fossile des Iles Canaries *Canariomys bravoi* gén. nov., sp. nov. (Rongeurs, Muridés). *Mammalia* 28: 607-612.

GARCÍA-TALAVERA, F. (1990a). Aves gigantes en el Mioceno de Famara (Lanzarote). *Revista Academia Canaria de las Ciencias* 2: 71-79.

GARCÍA-TALAVERA, F., S.J. KARDAS & H.G. RICHARDS (1978). Quaternary marine mollusks from Tenerife, Canary Islands. *The Nautilus* 92 (3): 97-102.

GARCÍA-TALAVERA, F., R. PAREDES & M. MARTÍN OVAL (1989). *Catálogo-Inventario: yacimientos paleontológicos de la Provincia de Santa Cruz de Tenerife*. Instituto de Estudios Canarios. La Laguna, Tenerife. 76 pp.

GARCÍA-TALAVERA, F., SÁNCHEZ-PINTO, L. & S. SOCORRO (1995). Vegetales fósiles en el Complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria. *Revista de la Academia Canaria de las Ciencias* 7 (2, 3 y 4): 77-91.

GENISE, J.F. & N. EDWARDS (2003). Ichnotaxonomy, origin, and paleoenvironment of Quaternary insect cells from Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Journal of the Kansas Entomological Society* 76 (2): 320-327.

GITTENBERGER, E. & T. E. J. RIPKEN (1985). Seven Late Miocene species of terrestrial gastropods (Mollusca: Gastropoda: Pulmonata) from the

island of Lanzarote, Canary Islands. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen. Series B – Palaeontology, Geology, Physics, Chemistry, Anthropology* 88: 397-406.

HUTTERER, R. (1990). Recent and fossil slugs of the genus *Parmacella* in the Canary Islands, with the description of three new species (Pulmonata: Parmacellidae). *Archiv für Molluskenkunde* 120: 73-93.

HUTTERER, R. & K. GROH (2008). New species of *Canariella* (Gastropoda: Hygromiidae) from the Pliocene of Gran Canaria, Canary Islands. *Basteria* 72: 223-232.

HUTTERER, R., N. LÓPEZ-MARTÍNEZ & J. MICHAUX (1988). A new rodent from Quaternary deposits of the Canary Islands and its relationships with Neogene and Recent murids of Europe and Africa. *Paleovertebrata* 18: 241-262.

HUTTERER, R., F. GARCÍA-TALAVERA, N. LÓPEZ-MARTÍNEZ & J. MICHAUX (1997). New chelonian eggs from the Tertiary of Lanzarote and Fuerteventura, and a review of fossil tortoises of the Canary Islands (Reptilia, Testudinidae). *Vieraea* 26: 139-161.

JAUME, D., M. MCMINN & J.A. ALCOVER (1993). Fossil bird from the Bujero del Silo, La Gomera (Canary Islands), with a description of a new species of quail (Galliformes: Phasianidae). *Bol. Mus. Mun. Funchal* 2: 147-165.

LÓPEZ MARTÍNEZ, N. & L.F. LÓPEZ JURADO (1987). Un nuevo múrido gigante del Cuaternario de Gran Canaria, *Canariomys tamarani* nov. sp. (Rodentia, Mammalia). *Doñana Acta Vertebrata* 2: 1-66.

MARTÍN GONZÁLEZ, E., C. CASTILLO, M. GUTIÉRREZ GONZÁLEZ & J. AGUIRRE (2001). Estudio paleoambiental de los depósitos litorales someros del Plioceno inferior de Fuerteventura (Islas Canarias). *Revista Española de Paleontología* nº extr.: 47-57.

MECO, J. & N. PETIT-MAIRE (1986). *El Cuaternario Reciente de Canarias*. Las Palmas-Marseille: 96 pp.

MECO, J., H. GUILLOU, J.C. CARRACEDO, A. LOMOSCHITZ, A.J.G. RAMOS, & J.J. RODRÍGUEZ-YÁNEZ (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185: 197-210.

MECO, J., S. SCAILLET, H. GUILLOU, A. LOMOSCHITZ, J.C. CARRACEDO, J. BALLESTER, J.F. BETANCORT & A. CILLEROS (2007). Evidence for long-term uplift on the Canary Islands from emergent Mio-Pliocene littoral deposits. *Global and Planetary Change* 57: 222-234.

MERTENS, R. (1942). *Lacerta goliath* n. sp., eine ausgestorbene Rieseneidechse von den Kanaren. *Senckerbergiana*, 25 (4-6): 330-339.

ORTIZ, J.E., T. TORRES, Y. YANES, C. CASTILLO, J. DE LA NUEZ, M. IBÁÑEZ & M.R. ALONSO (2006). Climatic cycles inferred from the aminos-

tratigraphy and aminochronology of Quaternary dunes and palaeosols from the eastern islands of the Canary Archipelago. *Journal of Quaternary Science* 21(3): 287-306.

RANDO, J.C. & J.A. ALCOVER (2008). Evidence for a second western Palaearctic seabird extinction during the Last Millennium: the Lava Shearwater *Puffinus olsoni*. *Ibis* 150: 188-192.

RANDO, J.C., M. LÓPEZ & B. SEGUÍ (1999). A new species of extinct flightless passerine (Emberizidae: Emberiza) from the Canary Islands. *The Condor* 101: 1-13.

ROTHE, P. & K. KLEMMER (1991). Fossil eggs of terrestrial tortoises (Family Testudinidae) from Pliocene calcarenites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain). *Senckenbergiana lethae* 71: 307-317.

SAUER, E. G. & ROTHE, P. (1972). Ratite eggshell from Lanzarote, Canary Islands. *Science*, 172: 43-45.

VEGAS SALAMANCA, J., M.C. ALVAREZ-RAMIS & N. LAAMARTI (1998). Reconstrucción de los megarrestos vegetales fósiles encontrados en los sedimentos epiclásticos de la Caldera de Taburiente. La Palma (Islas Canarias). *Comunicaciones XIV Jornadas de Paleontología*: 187-189.

WALKER, C.A., G.M. WRAGG & C.J.O. HARRISON (1990). A new shearwater from the Pleistocene of the Canary Islands and its bearing on the evolution of certain *Puffinus* shearwaters. *Historical Biology* 3: 203-224.

YANES, Y., C. CASTILLO, E. MARTÍN-GONZÁLEZ, M. IBAÑEZ, J. DE LA NUEZ, M.R. ALONSO, M.L. QUESADA, F. LA ROCHE & F. R. ARMAS (2005). Paleontología de Canarias: caracoles terrestres fósiles. *Makaronesia* 7: 76-90.

ZAZO, C., J.L. GOY, C. HILLAIRE-MARCEL, P.Y. GILLOUT, V. SOLER, J.A. GONZÁLEZ, C.J. DABRIO & B. GHALEB (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews* 21: 2019-2046.

ZAZO, C., J. L. GOY, C. HILLAIRE-MARCEL, J.A. GONZÁLEZ DELGADO, V. SOLER, B. GHALEB & C.J. DABRIO (2003). Registro de los cambios de nivel del mar durante el Cuaternario en las Islas Canarias occidentales (Tenerife y La Palma). *Estudios Geológicos* 59 (1-4): 133-144.

5. Emisiones difusas, dispersas y silenciosas de dióxido de carbono en los volcanes

Nemesio M. Pérez

División de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). 38611 Granadilla de Abona, Tenerife, Islas Canarias.

Muchas emanaciones de gases en los edificios volcánicos no son visibles a simple vista, están constituidas fundamentalmente de dióxido de carbono (CO₂), y se conocen como emisiones difusas y dispersas. Tienen lugar principalmente en las zonas más permeables que permiten la migración de los gases hacia la superficie. Estas emisiones silenciosas de CO₂ en los sistemas volcánicos han llamado la atención de la comunidad científica en las dos últimas décadas porque son importantes para evaluar la dinámica de los procesos de desgasificación en los sistemas volcánicos y para optimizar los programas de vigilancia volcánica, puesto que los gases o volátiles disueltos en los magmas son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas. Para investigar la relación entre la emisión difusa de CO₂ y la actividad volcánica, el grupo volcanológico del ITER ha realizado investigaciones de emisión difusa de CO₂ no sólo en Canarias sino en sistemas volcánicos de todo el mundo. En Canarias, Telesforo Bravo, Juan Coello y Jesús Bravo fueron los primeros que observaron cambios significativos de emanaciones difusas de CO₂ en el subsuelo relacionados con la erupción del Teneguía.

¿Qué entendemos por emisiones difusas y silenciosas en sistemas volcánicos?

Los volcanes emiten importantes cantidades de gases a la atmósfera (Stoiber *et al.*, 1973, 1987; Gerlach, 1991; Williams *et al.*, 1992; Andres & Kasgnoc, 1997), y estas emanaciones pueden clasificarse en dos grandes

grupos atendiendo a la visibilidad de su manifestación. Por un lado se encuentran las emanaciones de gases volcánicos que son visibles al ojo humano como consecuencia de la presencia del vapor de agua (H_2O), el principal componente de los gases volcánicos, como lo son los penachos volcánicos (Fig. 1) y las fumarolas (Fig. 2). Además de estas manifestaciones visibles, se pueden catalogar dentro de este grupo aquellas emanaciones de gases volcánicos que tienen lugar en hervideros y manantiales naturales o artificiales de aguas, donde la presencia de burbujeo certifica la existencia de un proceso de desgasificación (Fig. 3).

Por otro lado se encuentran las emanaciones de gases volcánicos que no son visibles al ojo humano, y que por lo tanto, se conocen como emisiones difusas y dispersas. Estas emanaciones son fundamentalmente de dióxido de carbono (CO_2), y se pueden dar a través de todo el edificio volcánico, aunque sus mayores valores de emisión se detectan en aquellas zonas del edificio volcánico que presentan una mayor permeabilidad vertical (fracturas y fallas), las cuales favorecen la migración de estos gases hacia la superficie (Fig. 4). Las emanaciones difusas y dispersas podrían igualmente catalogarse como emisiones “silenciosas” dado que sus valores de flujo volumétrico suelen ser relativamente pequeños, si los comparamos con los valores que se registran en las fumarolas y los penachos, que llegan incluso a producir sonidos asociados al proceso de desgasificación (soplete, jet,...).



Fig. 1. Penacho de gases volcánicos del St. Helens, EE.UU. de América (Foto: S.R. Brantley; 16 de junio de 1982).



Fig. 2. Pedro A. Hernández (ITER) y Nemesio M. Pérez (ITER) tomando muestras de gases volcánicos en una fumarola del volcán Sierra Negra, Galápagos (Foto: ITER).



Fig. 3. Burbujeo de gases volcánicos a través del agua que descarga el sondeo de Dos Aguas, Barranco de las Angustias, La Palma (Foto: ITER).

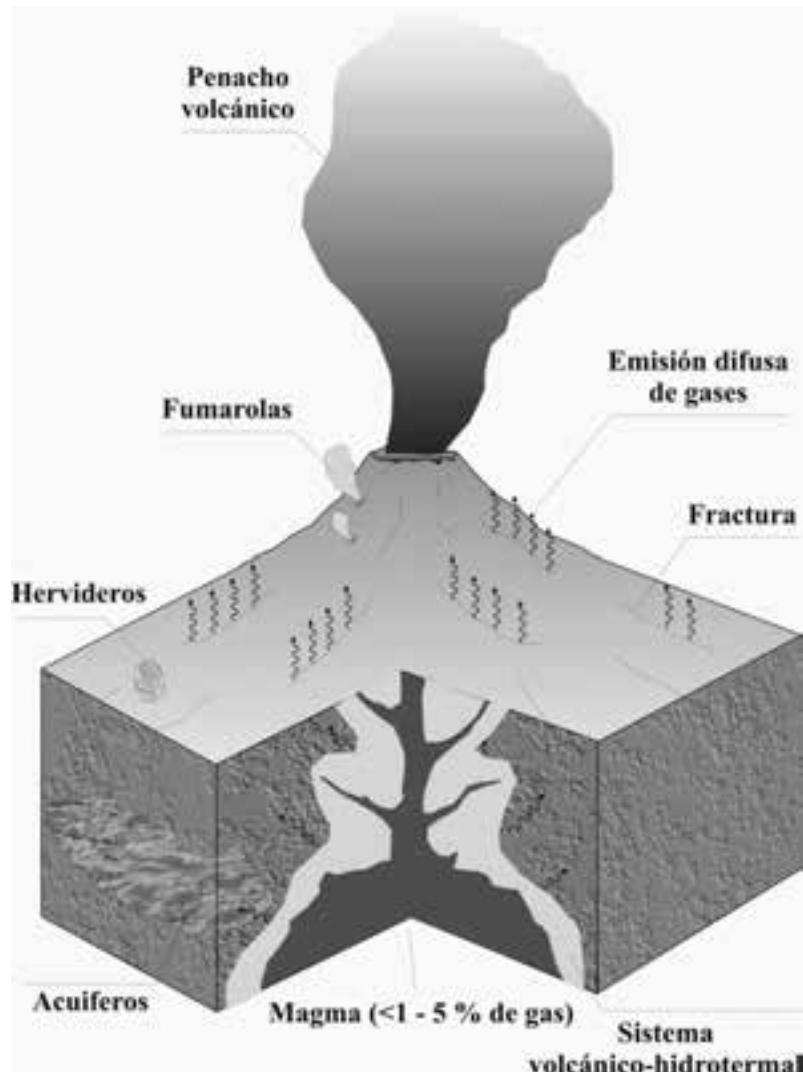


Fig. 4. Manifestaciones de las emanaciones visibles y no visibles de gases en sistemas volcánicos.

Los mecanismos de transporte responsables de estas emanaciones difusas, dispersas y silenciosas de CO₂ son fundamentalmente la difusión y la advección, que a su vez obedecen a la existencia de gradientes de concentración y de presión de CO₂, respectivamente. La difusión es el principal mecanismo de transporte responsable de los valores más pequeños de flujo difuso de CO₂, mientras que la advección es el principal mecanismo de transporte responsable de los valores más altos de flujo difuso de CO₂ que se registran en los sistemas volcánicos

Este tipo de emisiones difusas, dispersas y silenciosas de CO₂ en los sistemas volcánicos ha llamado la atención de la comunidad científica que trabaja en gases volcánicos durante los últimos 20 años por su importancia para evaluar la dinámica de los procesos de desgasificación en los sistemas volcánicos, así como por sus implicaciones en el seguimiento y medida de

este parámetro geoquímico con la finalidad de mejorar y optimizar los programas de vigilancia volcánica (Baubron *et al.*, 1990; Allard *et al.*, 1991; Barberi & Carapezza, 1994; Giannanco *et al.*, 1995; Brantley & Koepenick., 1995; Chiodini *et al.*, 1996, 1998, 2001, 2004, 2007; Pérez *et al.*, 1996, 2004, 2006; Sorey *et al.*, 1998; Gerlach *et al.*, 1998, 2001; Williams-Jones *et al.*, 2000; Chiodini & Frondini, 2001; Brombach *et al.*, 2001; Favara *et al.*, 2001; Rogie *et al.*, 2001; Salazar *et al.*, 2001, 2002, 2004; Hernández *et al.*, 1998, 2001a, 2001b, 2001c, 2003, 2006; Shimoike *et al.*, 2002; Granieri *et al.*, 2003; Lewicki *et al.*, 2003; Aiuppa *et al.*, 2004; Brusca *et al.*, 2004; Carapezza *et al.*, 2004; Frondini *et al.*, 2004; Fridriksson *et al.*, 2006; Granieri *et al.*, 2006; McGee *et al.*, 2006; Notsu *et al.*, 2006; Lan *et al.*, 2007; Pérez & Hernández, 2007; Padrón *et al.*, 2008a, 2008b; Evans *et al.*, 2009; Frondini *et al.*, 2009; Giannanco & Bonfanti, 2009; Gurrieri *et al.*, 2009; Rizzo *et al.*, 2009).

Uno de los impactos medioambientales que más ha contribuido a valorar e impulsar el estudio de las emanaciones difusas de CO₂ en los sistemas volcánicos ha sido la muerte de masa forestal en Mamouth Mountain, Caldera de Long Valley, California, como consecuencia de las altas concentraciones de CO₂ en la atmósfera del suelo (Fig. 5) derivadas a su vez de fuertes emisiones difusas de CO₂ procedentes del sistema volcánico en profundidad (Farrar *et al.*, 1995).



Fig. 5. Áreas donde se han encontrado árboles muertos como consecuencia de fuertes emanaciones difusas de dióxido de carbono (CO₂) en Mamouth Mountain, Caldera de Long Valley, California, EE.UU. de América (Foto: USGS).

Las emisiones difusas, dispersas y silenciosas de CO_2 no sólo se pueden registrar en la interfase superficie-atmósfera de los sistemas volcánicos. Los acuíferos volcánicos atrapan una importante cantidad del CO_2 que emiten los sistemas volcánico-hidrotermales en profundidad (Fig. 6), proporcionando a las aguas subterráneas una “agresividad” que a su vez favorece una mayor interacción agua-roca así como una firma hidroquímica específica de las mismas.



Fig. 6. Diagrama de flujos del dióxido de carbono (CO_2) entre los diferentes reservorios existentes en sistemas volcánicos.

En el caso de la isla de Tenerife los valores altos de alcalinidad, contenido de bicarbonatos (HCO_3^-), en sus aguas subterráneas se debe fundamentalmente a la aportación de CO_2 procedente del sistema volcánico-hidrotermal existente en el subsuelo de Tenerife (Fig. 7). Las descargas o alumbramientos de estas aguas bicarbonatadas de los acuíferos volcánicos a través de manantiales naturales o surgencias derivadas de la

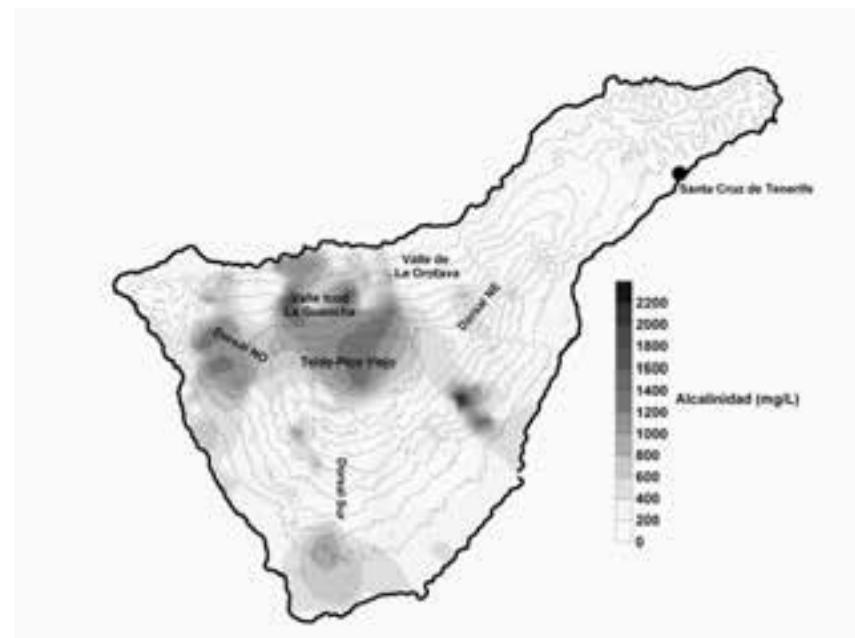
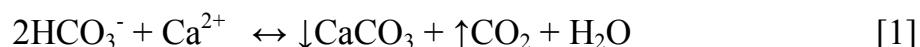


Fig. 7. Distribución espacial de la alcalinidad en las aguas subterráneas de Tenerife. Los mayores valores se deben fundamentalmente al aporte de dióxido de carbono (CO_2) del sistema volcánico-hidrotermal-insular en profundidad.



Fig. 8. Precipitaciones de carbonatos en el interior de la galería La Cerca (Garachico, Tenerife) como consecuencia de un proceso de desgasificación de dióxido de carbono (CO_2) procedentes de aguas subterráneas con altos contenidos en bicarbonatos (HCO_3^-).

acción del ser humano, como por ejemplo son los alumbramientos de aguas subterráneas en el interior de galerías, constituyen igualmente una forma de emisión difusa y dispersa de CO₂ asociada a la actividad volcánica sub-aérea. Evidencias indirectas y claras de este proceso de desgasificación en el subsuelo procedente del alumbramiento de aguas subterráneas saturadas de CO₂ lo constituyen las precipitaciones de carbonatos (Fig. 8) como consecuencia del escape del CO₂ disuelto en las aguas subterráneas al “alumbrar” las mismas y entrar en contacto con el aire del interior de la galería según se describe en [1].



¿Cómo se realizan las medidas de emisión difusa de dióxido de carbono en sistemas volcánicos?

Con la finalidad de evaluar la emisión difusa de CO₂ a la atmósfera por los sistemas volcánicos generalmente se realizan centenares de medidas *in situ* de flujo difuso de CO₂ en el ambiente superficial de los mismos. Estas medidas se realizan con sensores de infrarrojo portátiles aplicando el método de la “cámara de acumulación” (Parkinson, 1981; Baubron *et al.* 1991; Chiodini *et al.*, 1998) y procurando que la distribución espacial de los puntos de medidas u observación cubran todo el edificio volcánico.

El método de la cámara de acumulación permite estimar el flujo difuso de CO₂ a través de la pendiente establecida entre la concentración de CO₂ y el tiempo. La ecuación que describe este comportamiento tiene la siguiente expresión [2],

$$C(t) = C_e + (C_a - C_e) \cdot \exp\left[-\frac{\phi}{V}t\right] \quad [2]$$

dónde ϕ representa el flujo volumétrico de CO₂, C_a es la concentración de CO₂ en la atmósfera, C_e la concentración de CO₂ en la atmósfera del suelo, supuestamente no variable durante el intervalo de medida y V representa el volumen de la cámara de acumulación utilizada en la medida. El cambio de la concentración de CO₂ con el tiempo (velocidad de entrada del gas en la cámara) viene expresado por [3],

$$\frac{dC}{dt} = (C_e - C_a) \frac{\phi}{V} \cdot \exp\left[-\frac{\phi}{V}t\right] \quad [3]$$

si consideramos que la concentración de CO_2 que entra en la cámara y que emana del suelo es superior a la concentración de CO_2 en el interior de la cámara de acumulación, en el instante inicial ($C_e \gg C_a$), la ecuación [3] se podría expresar de la siguiente forma [4],

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\varphi}{V} C_e \exp\left[-\frac{\varphi}{V} t\right] \quad [4]$$

teniendo en cuenta que para $x \rightarrow 0$ se cumple que $\exp(-ax) \approx (1-a \cdot x)$, y asumiendo que $C_e \gg C_a$, la ecuación [4] se podría transformar en [5],

$$\lim_{t \rightarrow 0} \left(\frac{dC}{dt} \right) \approx \frac{\varphi}{V} C_e = S \quad [5]$$

dónde S es la pendiente de $C(t)$ para $t \rightarrow 0$. Como se observa, esta ecuación [5] relaciona directamente el flujo difuso de CO_2 con el cambio de la concentración de CO_2 por unidad de tiempo durante los instantes iniciales de la medida de flujo (Chiodini *et al.*, 1998). De esta manera, conociendo el factor V/C_e y las condiciones de presión y temperatura del ambiente superficial se puede determinar el flujo másico de CO_2 en el punto de medida (Figs 9 y 10).

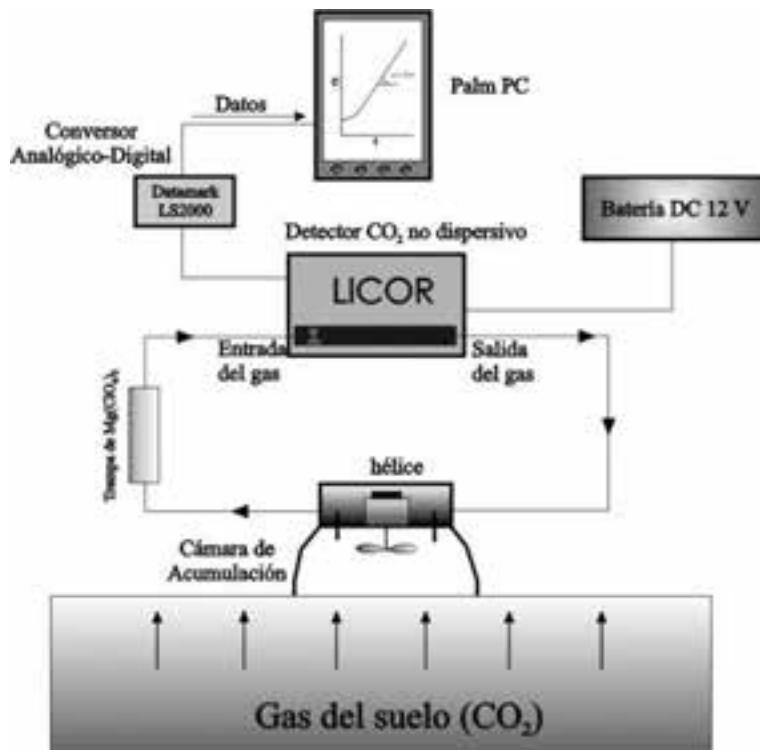


Fig. 9. Diagrama del instrumental portátil para realizar medidas de flujo difuso de dióxido de carbono (CO_2) en los “suelos” de los edificios volcánicos.



Fig. 10. Eleazar Padrón (ITER) realizando medidas de flujo difuso de dióxido de carbono (CO_2) en el volcán Cumbre Vieja, La Palma.

Una vez realizadas las centenares o miles de medidas de flujo difuso de CO_2 , cubriendo toda la superficie del sistema volcánico que se investiga, se procede a la realización de mapas de flujo difuso de CO_2 . El método de interpolación que normalmente se utiliza para la realización de estos mapas es la Simulación Gausiana Secuencial (Deutsch & Journel, 1998). Gracias a esta información no sólo podemos conocer dónde se localizan las anomalías de flujo difuso de CO_2 , sino además, estimar la emisión difusa total de CO_2 a la atmósfera por los sistemas volcánicos (Cardellini *et al.*, 2003).

El seguimiento y la medida del flujo difuso de CO_2 en el ambiente superficial de sistemas volcánicos pueden también realizarse a través de estaciones geoquímicas permanentes que nos permiten obtener un registro del flujo difuso de CO_2 en un punto de observación las 24 horas del día y los 365 días del año. La primera estación geoquímica de este tipo operativa en Canarias fue instalada por el ITER en el pico del Teide en abril de 1999 (Fig. 11). Este tipo de estaciones disponen de un panel fotovoltaico que alimenta una batería de 12V, y que a su vez proporciona la energía necesaria y suficiente para el funcionamiento de la misma. Además del sensor de infrarrojo para realizar las medidas de CO_2 , este tipo de estaciones dispone de un importante número de sensores meteorológicos que nos permite el registro de parámetros externos que pueden influir el proceso de la emisión difusa de CO_2 .

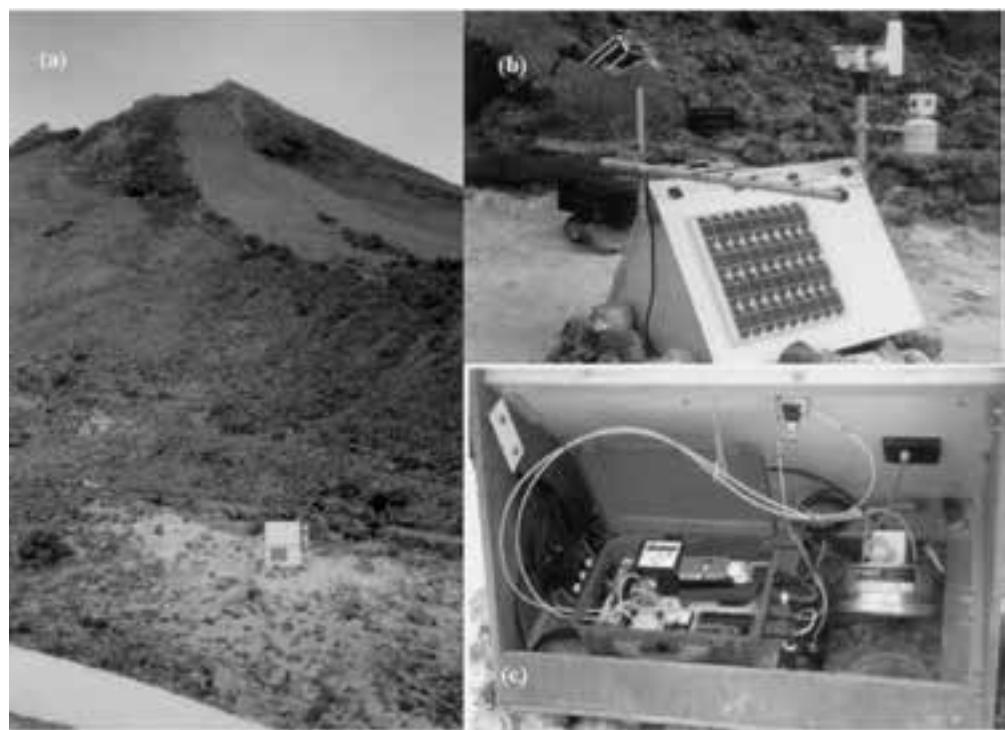


Fig. 11. Estación geoquímica para el seguimiento y medida en modo continuo del flujo difuso de dióxido de carbono (CO_2) en el Pico del Teide: (a) localización, (b) exterior e (c) interior de la estación.

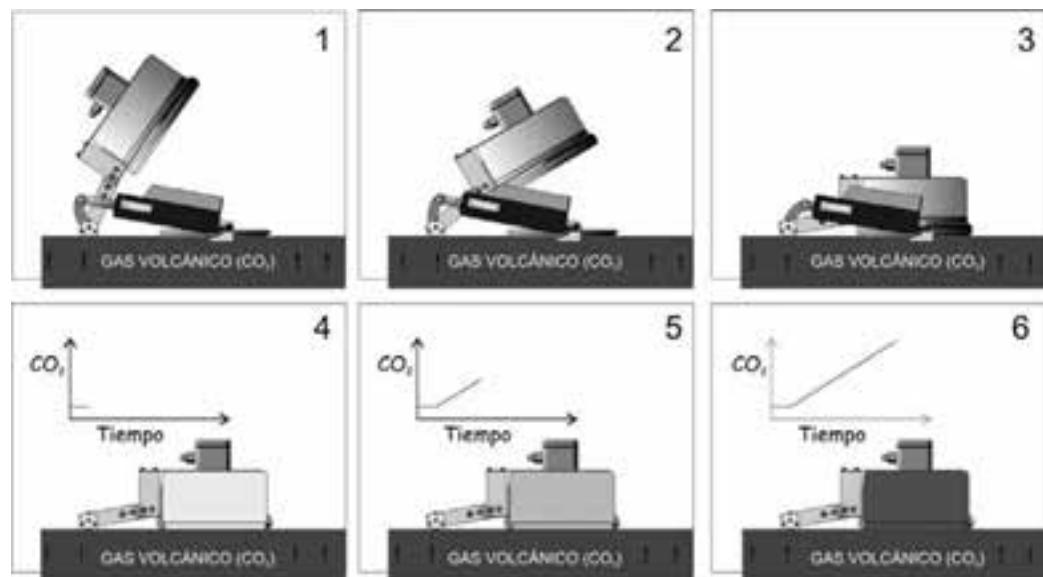


Fig. 12. Cómo funciona la cámara de acumulación en una estación geoquímica.

La metodología y el fundamento físico de las medidas de flujo difuso de CO_2 a través de estas estaciones instrumentales permanentes son idénticos a la de los equipos portátiles. Este tipo de estaciones geoquímicas están programadas para realizar una medida de flujo cada 60 minutos, pero

la frecuencia temporal puede incluso reducirse si se desea. En el instante que la cámara de acumulación se acople al ambiente superficial, se empieza a registrar un incremento de la concentración de CO_2 en el interior de la cámara con el tiempo como se ha expresado anteriormente y como se indica en los diferentes fotogramas de la figura 12.



Fig. 13a. Rayco Marrero (ITER) procediendo a la toma de muestras de aguas subterráneas en el interior de una galería para su posterior análisis químico de los gases disueltos, así como de los cationes y aniones mayoritarios.

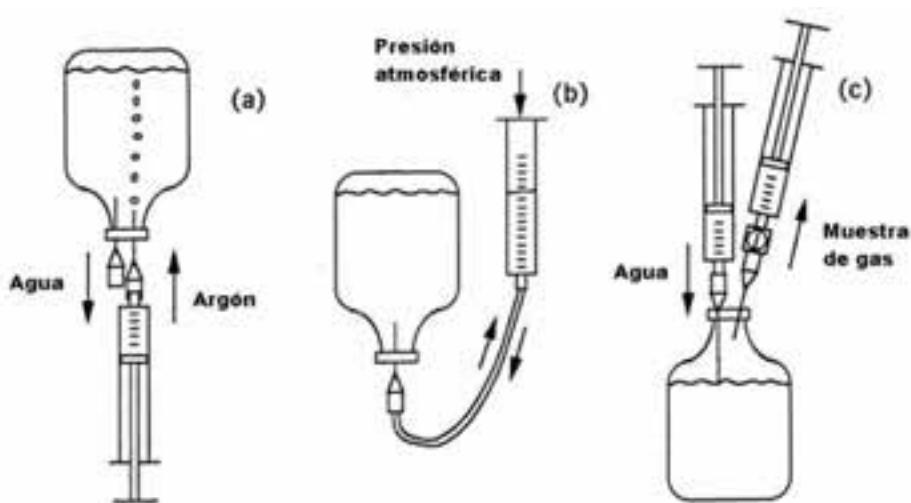


Fig. 13b. Método del gas almacén para realizar análisis de gases disueltos en las aguas subterráneas.

Con la finalidad de evaluar la emisión difusa de CO₂ asociada a los acuíferos volcánicos se procede a la toma de muestras de aguas subterráneas en el interior de galerías y pozos (Fig. 13a), evitando que las mismas hayan estado en contacto con el aire atmosférico, para su posterior análisis de gases disueltos no radiactivos, como el CO₂, según la metodología descrita por Capasso & Inguaggiato (1998). Este método se fundamenta en el equilibrio de partición de los gases entre una fase líquida y una fase gaseosa. Para la toma de muestras se utilizan botellas de vidrio de 122 cm³ (Fig. 3) que se llenan completamente de agua para posteriormente sellarlas sin dejar burbujas de aire en su interior. Una vez en el laboratorio se inyectan en cada botella 10 cm³ de un gas almacén, Argón (Ar) o Neón (Ne) de un 99,999% de pureza en función de los gases disueltos a analizar, extrayendo simultáneamente el mismo volumen de agua con una aguja. Posteriormente se deja la muestra durante media hora en un recipiente en condiciones estándar (25°C y 1 atm.), y transcurrido ese tiempo se extraen con dos jeringuillas todo el gas de la fase gaseosa introduciendo otra vez agua en la botella (Fig. 13b). Una de las alícuotas del gas extraído de una botella, equilibrada con Ar como gas almacén, se utiliza para su posterior análisis químico mediante el uso de un microcromatógrafo de gases (O₂, N₂, CO₂, CO, CH₄ y H₂) mientras que una de las alícuotas de otra botella,



Fig. 14. Estación geoquímica para el seguimiento y medida en modo continuo de gases disueltos en las aguas subterráneas en Santiago del Teide, Tenerife.

equilibrada con Ne como gas almacén, se utiliza para su posterior análisis químico e isotópico (He, O₂, N₂, CO₂, CH₄, ⁴⁰Ar, ³⁸Ar y ³⁶Ar) mediante el uso de un espectrómetro de masas de tipo cuadrupolar (QMS).

Al igual que ocurre con las medidas de flujo difuso de CO₂ en el ambiente superficial, el seguimiento y medida de gases disueltos no radioactivos en las aguas subterráneas puede realizarse en modo continuo mediante el uso de espectrómetros de masas tipo cuadrupolar (QMS). Este tipo de instrumentación, conjuntamente con espectrómetros electrostáticos tipo alfa que nos permiten realizar determinaciones de la actividad del gas radón y torón en las aguas subterráneas, constituyen el equipamiento fundamental de las estaciones geoquímicas que el ITER dispone para la monitorización de gases disueltos en las aguas subterráneas de Canarias, como se refleja en la estación TF03 localizada en Santiago del Teide (Fig. 14).

¿Por qué y para qué investigamos las emisiones difusas de dióxido de carbono?

Son varias las razones que sustentan el interés científico por el estudio de las emisiones difusas de CO₂ en los sistemas volcánicos. En primer lugar por el firme convencimiento científico de que los gases o volátiles disueltos en los magmas son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas. En segundo lugar, porque el CO₂ es, después del vapor de agua (H₂O), la principal especie volátil de los sistemas volcánicos-hidrotermales (Tabla I) y por consiguiente, presenta un papel clave en los procesos físico-químicos que ocurren en estos sistemas naturales (Chiodini & Marini, 1998). En tercer lugar, por la baja solubilidad del CO₂ en los fundidos silicatados (magma) favoreciendo que sea de los primeros volátiles en escapar del magma a presiones moderadas (Stolper & Holloway, 1988; Gerlach, 1989; Pan *et al.*, 1991).

Tabla I. Ejemplos de la composición química de gases volcánicos (% en vol.) procedentes de sistemas volcánicos asentados en diferentes ambientes tectónicos (Symonds *et. al.*, 1994)

Volcán Ambiente tectónico Temperatura	Kilauea	Erta Ale	Momotombo
	Hot spot 1170°C	Divergencia de placas 1130°C	Convergencia de placas 820°C
H ₂ O	37.1	77.2	97.1
CO ₂	48.9	11.3	1.44
SO ₂	11.8	8.34	0.50
H ₂	0.49	1.39	0.70
CO	1.51	0.44	0.01
H ₂ S	0.04	0.68	0.23
HCl	0.08	0.42	2.89
HF	---	---	0.26

En la figura 15 (Giggenbach, 1996) se puede observar que el CO₂ es la principal especie volátil responsable de la presión en los magmas con vesicularidades inferiores al 1%, y que los gases nobles y el CO₂ son las especies volátiles menos solubles en los fundidos silicatados, mientras que el vapor de agua (H₂O) y las especies volátiles de Cl, S y F son mucho más solubles en los magmas. Estas peculiaridades hacen que los estudios de emisión de CO₂ tanto de las manifestaciones visibles como de las no visibles sean de un gran interés en el estudio del fenómeno volcánico. La importancia de las emisiones difusas de CO₂ en los sistemas volcánicos se debe no sólo a las razones expuestas anteriormente, sino además porque un importante número de volcanes activos no disponen de manifestaciones visibles de gases volcánicos.

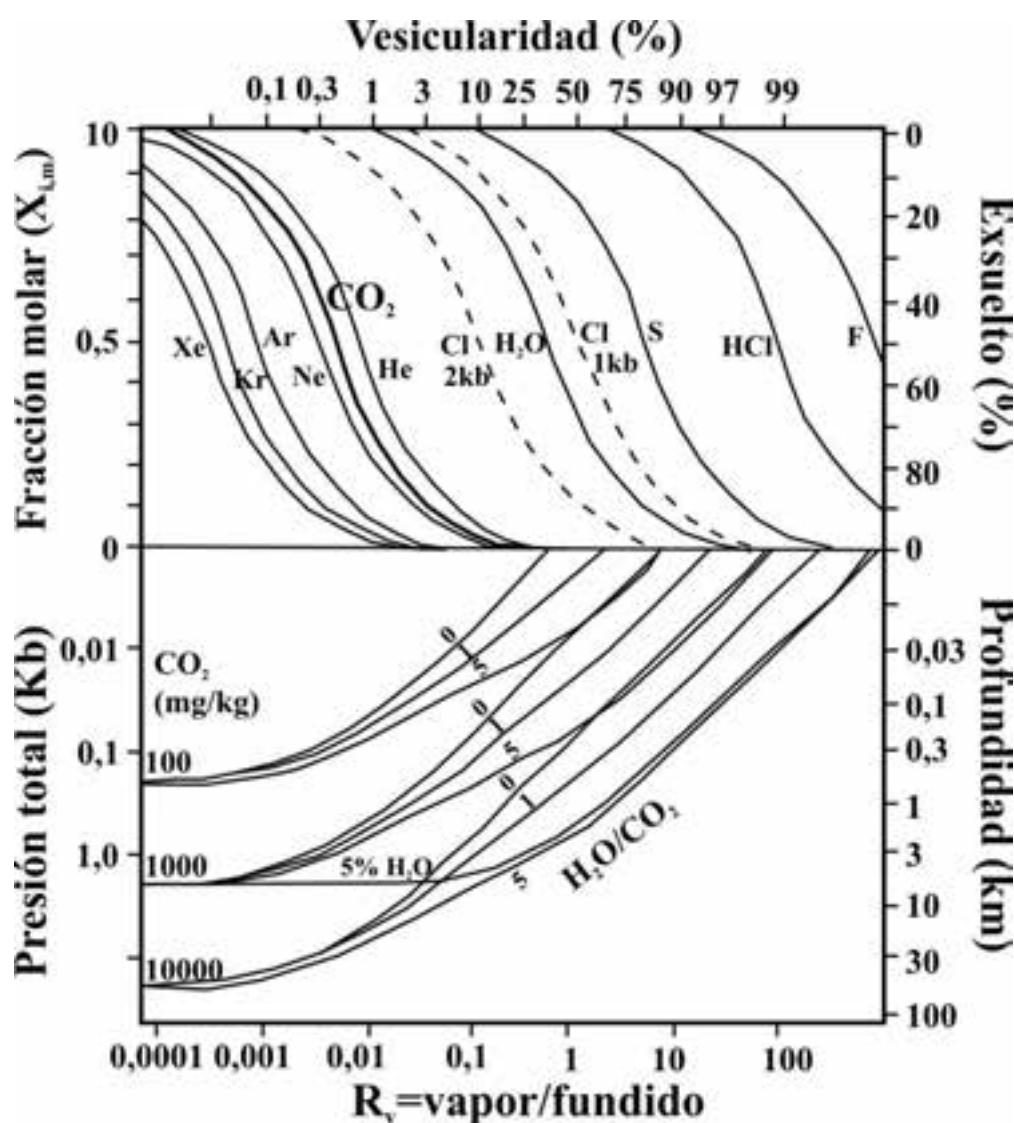


Fig. 15. Diagrama de solubilidad del dióxido de carbono (CO₂) y otros volátiles en fundidos silicatados (Giggenbach, 1996).

Uno de los principales objetivos de las investigaciones sobre emisión difusa de CO₂ es evaluar su utilidad para los programas de vigilancia volcánica. Con la finalidad de investigar la relación entre la emisión difusa de CO₂ y la actividad volcánica, el grupo volcanológico del ITER ha realizado investigaciones de emisión difusa de CO₂ en sistemas volcánicos que presentan un diferente grado de actividad volcánica y se encuentran en un ambiente volcano-tectónico similar. Estos trabajos se han centrado en los sistemas volcánicos activos insulares de Tenerife, La Palma, El Hierro, Lanzarote, Fogo (Cabo Verde) y Sierra Negra (Galápagos). En cada una de las campañas científicas de emisión difusa de CO₂ realizadas en estos edificios volcánicos se detectan normalmente una población de fondo o normal (I) y una anómala (III) del flujo difuso de CO₂ (Fig. 16).

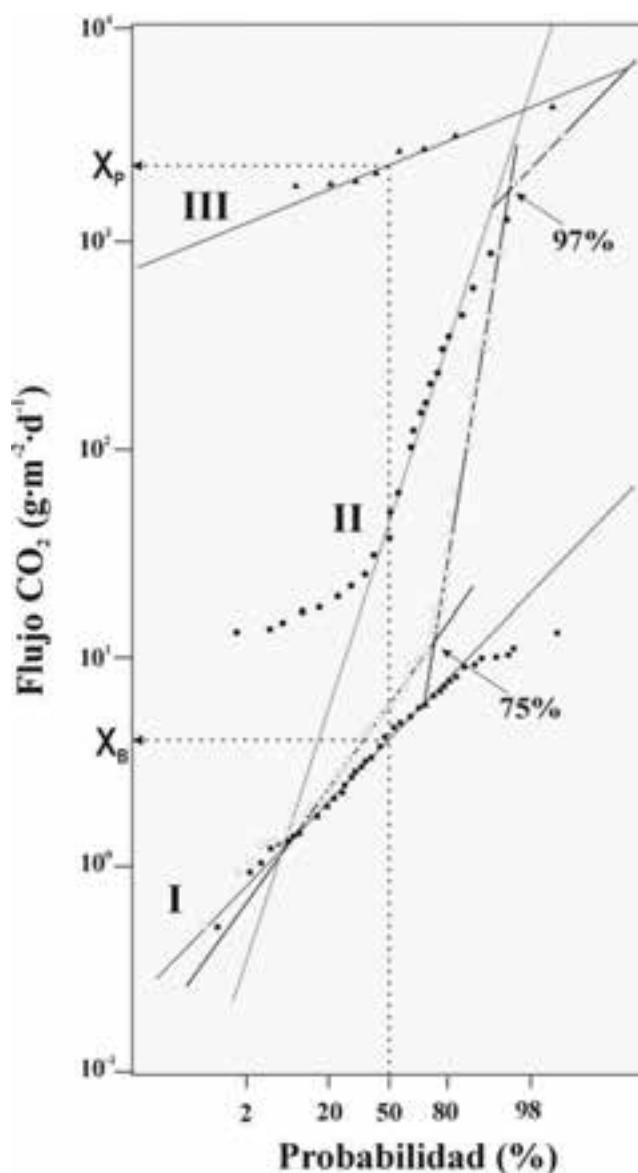


Fig. 16. Diagrama estadístico-gráfico de emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) en la isla de Fogo, Cabo Verde.

Los valores de flujo difuso de CO₂ asociados a la población de fondo o normal (I) están principalmente relacionados con procesos biogénicos en el ambiente superficial, mientras que los mayores valores de flujo difuso de CO₂ asociados a la población anómala (III) se encuentran fundamentalmente relacionados con procesos de desgasificación del sistema volcánico-hidrotermal en profundidad.

Con la finalidad de encontrar un parámetro geoquímico de los estudios de emisión difusa de CO₂ que sea de utilidad para poder comparar este proceso de desgasificación entre los diferentes sistemas volcánicos, se ha seleccionado la media geométrica de la población anómala (X_P) expresada como múltiplo de la media geométrica de la población de fondo (x X_B). Representando este parámetro geoquímico *versus* el ratio (nº erupciones/año), que expresa el número de erupciones volcánicas ocurridas en los sistemas volcánicos investigados durante el periodo de tiempo transcurrido (años) desde que ocurriera la primera de las erupciones, se observa que existe una muy buena relación entre la emisión difusa de CO₂ y la actividad volcánica (Fig. 17).

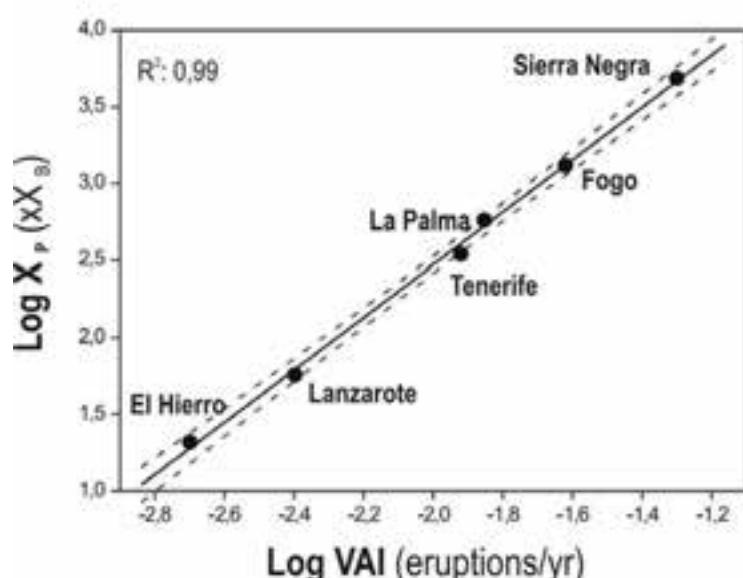


Fig. 17. Diagrama que relaciona la emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) y la actividad volcánica en diferentes sistemas volcánicos insulares.

Otro enfoque o procedimiento para evaluar la relación existente entre la emisión difusa de CO₂ y la actividad volcánica es realizar un seguimiento y medida de este parámetro en modo continuo y/o discreto (no continuo; a través de diferentes campañas de medida), y que durante ese tiempo ocurra un proceso eruptivo en el sistema volcánico en que se esté realizando un seguimiento y medida de este parámetro geoquímico. Uno de los primeros

trabajos publicados en la literatura científica que apunta a esta relación, y por ende a la utilidad de los estudios de emisión difusa de CO₂ para fortalecer los programas de vigilancia volcánica, fue el realizado en el volcán Usu (Japón) por el equipo científico ITER-Universidad de Tokio. En este trabajo se describe que antes de la reciente erupción del volcán Usu en marzo de 2000 se detectaron cambios significativos de la emisión difusa de CO₂ gracias a las campañas científicas periódicas (modo discreto) que implicaban la realización de centenares de medidas de flujo difuso de CO₂ en la zona sumital del Usu (Hernández *et al.*, 2001a). Estas señales geoquímicas premonitorias consistían no sólo en los cambios que se detectaron en la cantidad de CO₂ que se emitía a la atmósfera de forma difusa, como se refleja en la figura 18, sino además en la distribución espacial de los valores de flujo difuso de CO₂ en la zona sumital del volcán Usu. Estos cambios se registraron meses antes de ocurrir la erupción del volcán Usu, mientras que los cambios de la sismicidad sólo se detectaron 72 horas antes de la erupción.

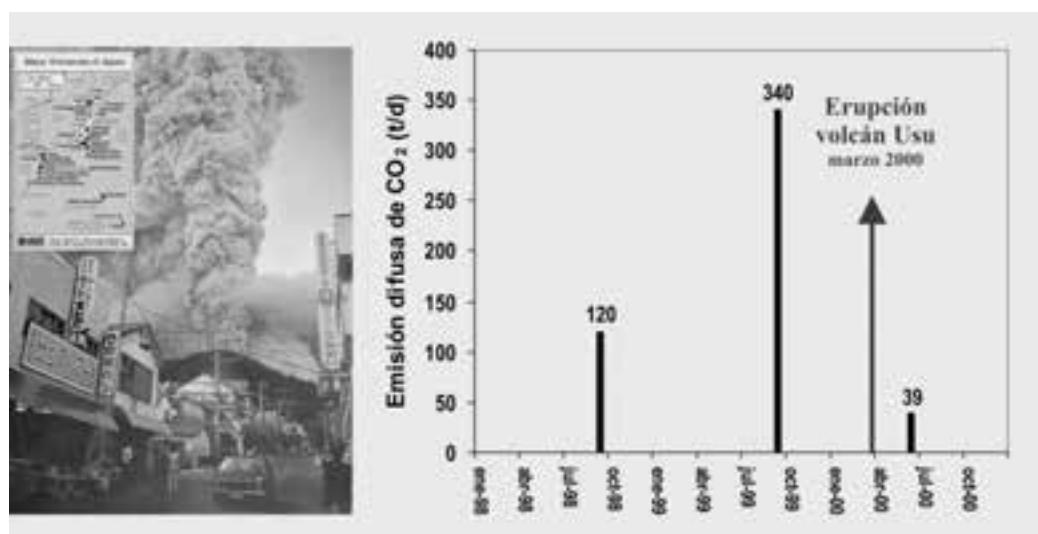


Fig. 18. Cambios de emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) detectados antes de la erupción del volcán Usu (Hokkaido, Japón) en marzo de 2000 (Hernández *et al.*, *Science*, 2001).

Posteriormente, los resultados de un seguimiento y medida en modo continuo del flujo difuso de CO₂ en el volcán Stromboli (Italia) proporcionaba a la comunidad científica nuevas pruebas de la relación existente entre la emisión difusa de dióxido de carbono y la actividad volcánica (Carapezza *et al.*, 2004). Días antes de ocurrir la erupción de diciembre de 2002 del Stromboli, una estación geoquímica experimentaba un incremento muy significativo del flujo difuso de CO₂ (Fig. 19).

Por lo tanto, estos resultados reflejan que parece no sólo evidente que existe una estrecha relación entre la emisión difusa de CO₂ y la actividad

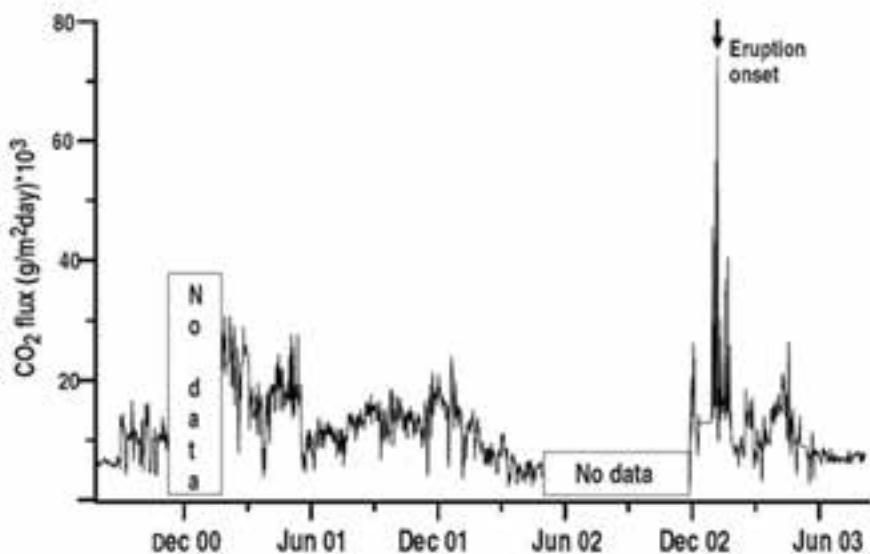


Fig. 19. Cambios de emisión difusa de dióxido de carbono (CO_2) antes de la erupción del volcán Stromboli en el 2002-2003 (Carapezza *et al.*, GRL, 2004).

Volcánica, sino además, que cambios significativos de la emisión difusa de CO_2 pueden registrarse mucho tiempo antes de ocurrir un evento eruptivo como refleja el modelo conceptual elaborado por Kenji Notsu y colaboradores (2006) sobre la evolución temporal de la emisión difusa de CO_2 a lo largo de diversos estadios de actividad volcánica con la finalidad de comparar este proceso de desgasificación no visible con el comportamiento de las manifestaciones visibles de los sistemas volcánicos a raíz de diversas investigaciones (Fig. 20).

Resultados de algunos estudios del ITER sobre emisión difusa de dióxido de carbono en sistemas volcánicos

Desde 1997 el grupo volcanológico del ITER realiza tareas de investigación relacionadas con la emisión difusa de CO_2 en sistemas volcánicos activos localizados en diferentes lugares del planeta con la finalidad de evaluar la emisión difusa global de CO_2 a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea, contribuir al uso de este parámetro geoquímico para la detección temprana de cambios de actividad en los sistemas volcánicos y potenciar su uso en la exploración geotérmica. En el marco geográfico de Canarias estos trabajos tienen por finalidad no sólo mejorar el conocimiento sobre estos sistemas naturales, sino además contribuir al fortalecimiento del programa de vigilancia volcánica en Canarias, que hasta entonces sólo disponía del uso y aplicación de técnicas geofísicas convencionales para su vigilancia volcánica (Pérez & Hernández, 2008).

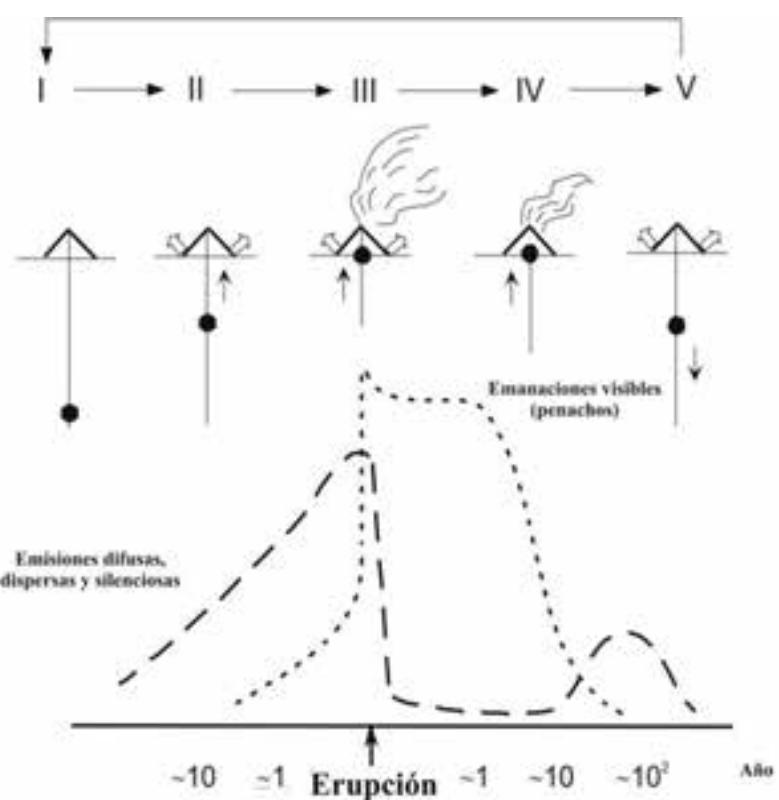


Fig. 20. Diagrama conceptual sobre los procesos de desgasificación en un sistema volcánico durante diversos períodos o fases de actividad (Notsu *et al.*, PAGEOPH, 2006).

Además de la red instrumental geoquímica permanente del ITER para la vigilancia volcánica de Canarias, el grupo volcanológico del ITER realiza campañas científicas periódicas en los principales sistemas volcánicos de Canarias localizados en las islas de La Palma, Lanzarote, Tenerife y El Hierro con la finalidad de obtener información adicional y complementaria que no puede obtenerse a través de redes instrumentales permanentes que operan las 24 horas al día y los 365 días al año. Un tipo de campañas científicas que el ITER materializa con regularidad con este fin es la de evaluar la tasa de emisión difusa de CO_2 a la atmósfera por los sistemas volcánicos de Cumbre Vieja (La Palma), El Hierro, Timanfaya (Lanzarote), Pico del Teide, caldera de Las Cañadas del Teide y las dorsales Noroeste, Noreste y Norte-Sur de la isla de Tenerife; así como conocer la distribución espacial de los valores de flujo difuso de CO_2 en cada uno de estos sistemas volcánicos. Todas las campañas científicas se realizan durante el verano con la finalidad de evitar las influencias estacionales sobre la emisión difusa de gases y poder comparar los resultados de las campañas a lo largo del tiempo.

Las razones de materializar este tipo de campañas científicas nacen de la imposibilidad de obtener este tipo de información a través de redes

instrumentales permanentes, de estar absolutamente convencidos de que los gases son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas, de la importancia del CO₂ en los programas para la vigilancia volcánica y de la carencia casi total de manifestaciones visibles de gases volcánicos en Canarias, haciendo que el programa geoquímico del ITER se centre en el estudio de las emanaciones difusas, dispersas y silenciosas.

Entre las campañas científicas que el ITER realiza periódicamente en Canarias, para la vigilancia de la única región volcánicamente activa del territorio nacional, se encuentran las que se realizan anualmente en la zona volcánica subaérea de Canarias donde se observan las manifestaciones volcano-geotermales más obvias (fumarolas, sublimados, etc.): el **Pico del Teide** (Fig. 21).



Fig. 21. Pico del Teide (3716 metros de altura) donde se registran las manifestaciones volcánico-geotermales más obvias en el ambiente superficial (fumarolas) de Canarias.

Estas campañas científicas se delimitan a un área de unos 0,5 Km², entre los 3500 y los 3716 metros de altura en las que se realizan aproximadamente unas 150 medidas de flujo difuso de CO₂. La distribución espacial de estas medidas en el Pico del Teide refleja que los mayores valores ($> 5000 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) se localizan principalmente en el cráter del Pico del Teide (Fig. 22), donde se encuentran las fumarolas más activas que existen en el cono sumital de este edificio volcánico. Estos valores de flujo difuso de CO₂ están estrechamente relacionados con la actividad del sistema volcánico-hidrotermal en profundidad, máxime cuando comparamos estos valores anómalos con aquellos relacionados con los valores normales

de emisión difusa de CO_2 como consecuencia de la respiración de los suelos en Canarias ($\sim 2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$). Además de este análisis comparativo de los valores de flujo, una de las evidencias más firmes sobre el origen profundo de estas emanaciones difusas de CO_2 se encuentra en la firma isotópica del CO_2 en la atmósfera del ambiente superficial del Pico del Teide ($\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2 = \sim -3 \text{ ‰}$).

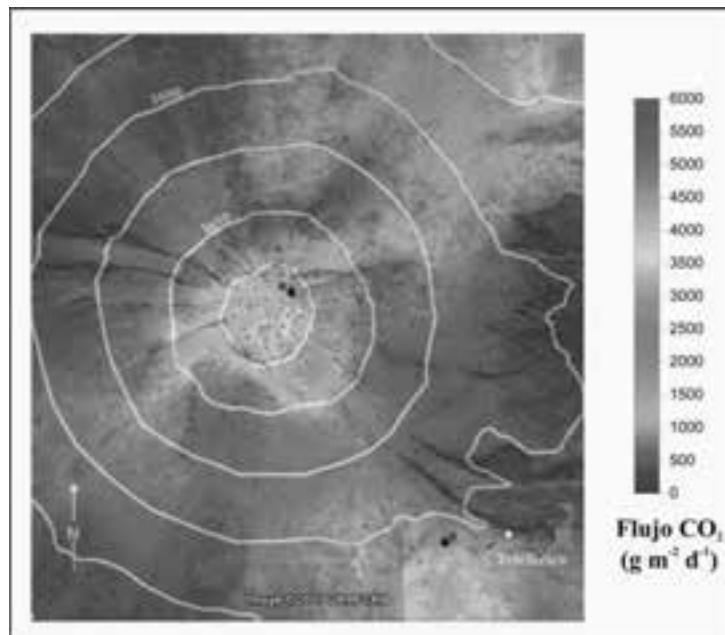


Fig. 22. Distribución espacial del flujo difuso de dióxido de carbono (CO_2) en el Pico del Teide, Tenerife, Islas Canarias.

El análisis de la evolución temporal de la tasa de emisión difusa de CO_2 a la atmósfera por el **Pico del Teide** desde 1997 hasta la actualidad ha registrado variaciones significativas que van de las 38 ± 9 a las 569 ± 8 toneladas diarias. A raíz del pulso de CO_2 registrado en la campaña del 2001 se observó un cambio significativo en el número de eventos sísmicos registrados en Tenerife y su alrededor por la red sísmica nacional del IGN. Desde entonces hasta el inicio de la crisis sísmica-volcánica de Tenerife a finales de abril de 2004, el IGN consideraba que ese incremento del registro de actividad sísmica en Tenerife era consecuencia de una mejora instrumental de la red sísmica. En otras palabras, el IGN no consideraba que el incremento de la sismicidad fuera ocasionado por un proceso natural en marcha a raíz del pulso de CO_2 registrado en el año 2001; casi tres años antes de iniciarse la crisis sismovolcánica de Tenerife en 2004. Posteriormente, el IGN ha reconocido públicamente a través de diversas comunicaciones que la actividad sísmica en Tenerife y alrededores había experimentado cambios desde la mitad del 2001 (López *et al.*, 2006). Los resultados más recientes, correspondientes a la campaña científica de 2008, reflejan

que la emisión difusa de CO_2 a la atmósfera por el Pico del Teide es de 316 ± 28 toneladas diarias, observándose una tendencia ascendente de este parámetro desde el 2005 (Fig. 23).

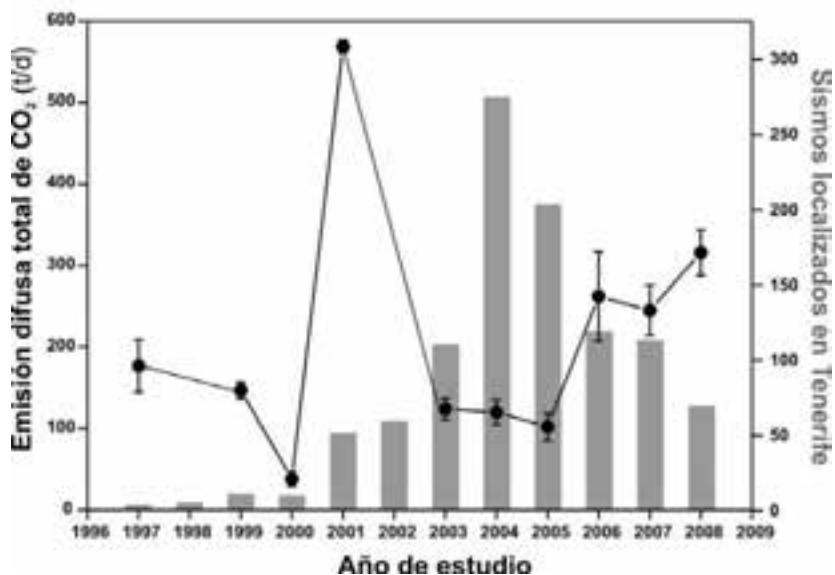


Fig. 23. Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO_2) en el Pico Teide, Tenerife, Islas Canarias.

Los cambios observados se han registrado paralelamente en la estación geoquímica para medidas de flujo difuso de gases (TF01) localizada en el Pico del Teide (Fig. 11). Como se puede observar en la figura 24, en la que se reflejan las medias móviles de 168 observaciones de flujo difuso de CO_2 y sulfuro de hidrógeno (H_2S), así como del contenido de agua en el “suelo” y la presión barométrica, la evolución temporal del flujo difuso de CO_2 y H_2S no se encuentran gobernados por la presión barométrica (fuerzas externas). Por lo tanto, estas variaciones observadas están gobernadas por procesos internos que ocurrieron en el sistema volcánico (Pérez & Hernández, 2007). Se puede igualmente observar como la media móvil semanal del flujo difuso de CO_2 empezó a reflejar un ligero incremento a partir de la mitad del 2001, alcanzándose los valores más altos a finales del 2002. Estos resultados son perfectamente compatibles y coherentes con los obtenidos a través de calas en diversas campañas científicas realizadas en el cono sumital del Pico del Teide.

Estas emanaciones difusas de CO_2 asociadas al sistema volcánico central de la isla de Tenerife no sólo se detectan en el ambiente superficial sino también a través de su acuífero volcánico. En otros acuíferos del mundo ya se ha caracterizado el contenido en CO_2 disuelto en sus aguas subterráneas (Caliro *et al.*, 1999; Chiodini *et al.*, 1999; Cruz *et al.*, 1999; Chiodini & Frondini, 2001; Evans *et al.*, 2002; Gambardella *et al.*, 2004).

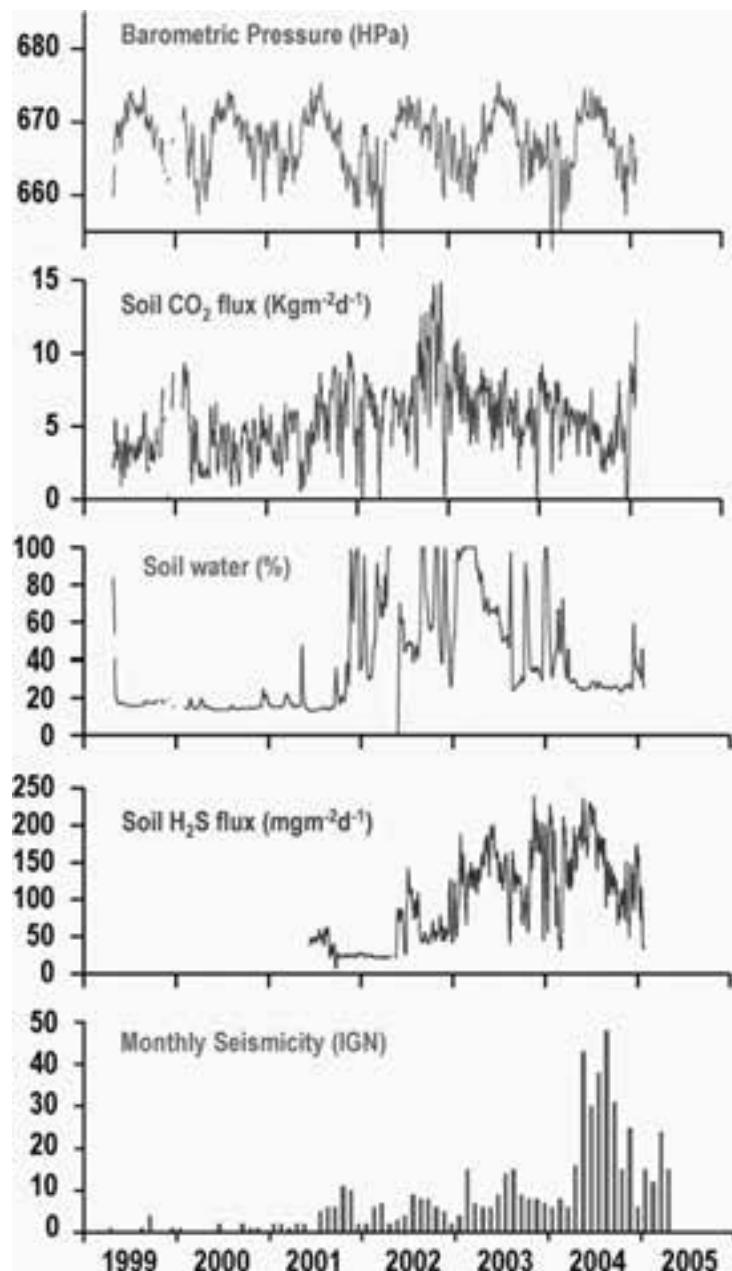


Fig. 24. Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO_2) en modo continuo en la estación geoquímica TF01 ubicada en el Pico Teide, Tenerife, Islas Canarias.

El **acuífero de Las Cañadas** (Fig. 25) es ideal para este tipo de estudios debido a la existencia de cientos de galerías que alcanzan la zona saturada del subsuelo a diferentes profundidades y altitudes. Además, las aguas del acuífero reciben un aporte continuo de gases ácidos (principalmente CO_2) del sistema volcánico-hidrotermal del Teide (Albert-Beltran *et al.*, 1990; Valentin *et al.*, 1990; Navarro, 1995; Pérez *et al.*, 1996), que confieren agresividad a sus aguas, facilitando la alteración y disolución de las rocas.



Fig. 25. Límites del acuífero de Las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias.

Con la finalidad de estimar la descarga total de CO₂ que se produce a través del acuífero de Las Cañadas es necesario considerar el CO₂ transportado a través del agua subterránea y que se descarga a través de las galerías, así como el que se descarga lateralmente hacia el mar o hacia otros acuíferos. La emisión total de CO₂ que se produce a través de las aguas subterráneas del acuífero de Las Cañadas está en un rango entre 143 y 211 toneladas diarias (Marrero *et al.*, 2008). Por último, comparando la emisión total de CO₂ del acuífero de Las Cañadas con la de otros acuíferos volcánicos del mundo (Tabla II), estas están en el mismo orden de magnitud que el acuífero volcánico del Vesubio, Italia (Gambardella *et al.*, 2004).

Tabla II. Emisión total y específica de CO₂ del acuífero volcánico de Las Cañadas y de otros acuíferos del mundo. (a) Gambardella *et al.* (2004); (b) Evans *et al.* (2002).

Acuífero	Superficie (km ²)	Caudal de descarga (10 ¹⁰ L·a ⁻¹)	Descarga de CO ₂ (10 ⁸ mol·a ⁻¹)	Descarga específica de CO ₂ (10 ⁶ mol a ⁻¹ ·km ⁻²)
Las Cañadas, España	144	5,31	11,8 – 17,5	8,2-12,2
Vesubio, Italia^(a)	153	5,05	9,6	6,3
Etna, Italia^(a)	1322	69	104,0	7,87
Albani hills, Italia^(a)	1516	43,8	38,5	2,54
Mammoth Mtns, EE.UU. ^(b)	25	2,5	4,6	18,2

En el caso de **Cumbre Vieja**, el sistema volcánico más activo de Canarias (Fig. 26) y donde se han registrado las dos últimas erupciones

volcánicas acaecidas en este archipiélago (San Juan en 1949 y Teneguía en 1971), los estudios de emisión difusa de gases reflejan que la mayor parte de los valores de flujo difuso de CO_2 son muy inferiores a los observados en el Pico del Teide, pero similares al resto de los sistemas volcánicos Canarios que se investigan. La mayor parte de Cumbre Vieja presenta valores bajos de flujo difuso de CO_2 asociados a procesos biogénicos en el ambiente superficial de este edificio volcánico (Fig. 27), mientras que los valores que reflejan un flujo difuso de $\text{CO}_2 > 500 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ son muy pocos, y bien localizados.



Fig. 26. Volcán Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias (Foto: Sergio Socorro).

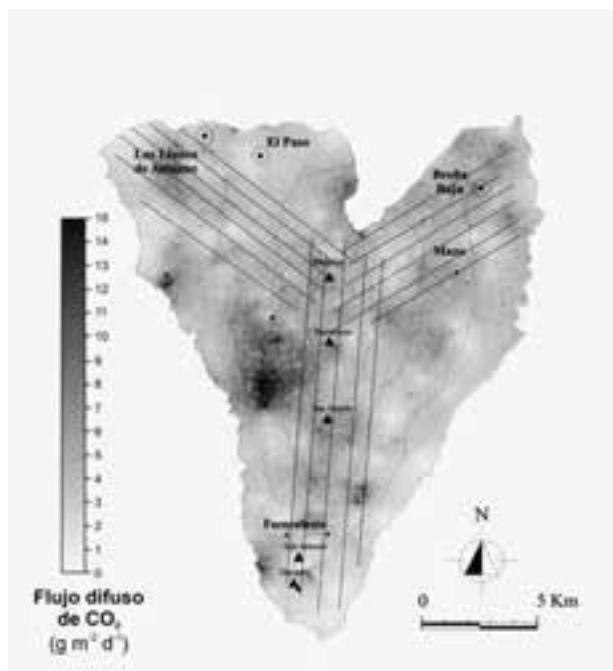


Fig. 27. Mapa de flujo difuso de dióxido de carbono (CO_2) en Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias.

El análisis de la evolución temporal de la emisión difusa total de CO₂ en Cumbre Vieja refleja un incremento de la emisión total en la campaña del 2000 respecto a la de 1997, pero este aumento no se encuentra relacionado con cambios de la actividad sismovolcánica en este edificio volcánico. Por el contrario, este incremento sí parece ser debido a una mayor contribución de la emisión difusa de CO₂ procedente de la actividad biológica en el suelo. Cambios en la humedad del suelo, velocidad y dirección del viento, presión barométrica, etc., pueden afectar las concentraciones de los gases del suelo y sus flujos (Buyanovksy & Wagner, 1983; Buyanovksy *et al.*, 1986; Baubron *et al.*, 1991; Chiodini *et al.*, 1996; Ouyang & Zheng, 2000; Lewicki *et al.*, 2007).

Ouyang & Zheng (2000) estudiaron las relaciones existentes entre el flujo difusivo de CO₂ generado por el ecosistema del suelo y emitido a la atmósfera, y varias variables superficiales, como presión barométrica, humedad y temperatura del suelo, etc. Los autores encontraron que, de todos los procesos estudiados, la radiación solar es el proceso que más influye el valor del flujo difuso de CO₂, debido a que regula los ciclos diarios de temperatura del suelo y evaporación del agua. Estos últimos intervienen de forma directa en el valor final del flujo, y son condicionados por el nivel de radiación. Las precipitaciones son otro fenómeno que controla la emisión a más largo plazo (~ 1 mes), pues determina el contenido en agua del suelo disponible para la respiración biológica y el espacio libre en los poros del suelo que puede ser ocupado por el CO₂. La producción de CO₂ es directamente controlada por la temperatura del suelo y el contenido en agua del mismo. En resumen, las variables meteorológicas externas condicionan significativamente los valores de flujo difuso de CO₂ a través del suelo y de forma especial a los valores bajos o normales.

Por lo tanto, una posible explicación del aumento en la emisión de CO₂ desde el año 1997 al 2000 puede radicar en un aumento en el contenido en agua del suelo, debido a un aumento en las precipitaciones o la humedad relativa del aire. Esta hipótesis se sustenta en los datos meteorológicos registrados en la estación meteorológica del Aeropuerto de Mazo (Agencia Estatal de Meteorología), los cuales muestran una diferencia significativa en las precipitaciones y humedad relativa medias durante los meses de agosto de 1997 y 2000. Las precipitaciones medias en agosto de 1997 fueron 0 mm/día, mientras que en agosto de 2000 fueron de 0,25 mm/día. También existe un aumento significativo en la humedad ambiente, pasando de un promedio de 67,1% en agosto de 1997 a un promedio de 77,9% en agosto de 2000.

A partir de la campaña de 2001 se observa una tendencia temporal de la emisión difusa total de CO₂ mucho mas estable entorno a las 1000 toneladas diarias, aproximadamente un 10% de este total podríamos considerarlo

de origen profundo o volcano-hidrotermal. Durante este periodo de tiempo, la actividad sísmica registrada por la red sísmica nacional del IGN no sólo no es significativa, sino además los epicentros de los pocos sismos registrados no han tenido lugar en el interior de la isla de La Palma. Poder disponer de una serie temporal relativamente larga de aproximadamente 10 campañas durante los últimos 12 años, que se han caracterizado por ser de una actividad volcánica “normal”, sin apenas actividad sísmico-volcánica apreciable, nos permite conocer las potenciales fluctuaciones de la tasa de emisión difusa total de dióxido de carbono como consecuencia de variables externas (Fig. 28). Un incremento de la actividad volcánica en este edificio volcánico producirá muy probablemente un aumento muy superior a los hasta ahora registrados en Cumbre Vieja así como de la distribución espacial de los valores anómalos de flujo difuso de CO₂ en este edificio volcánico.

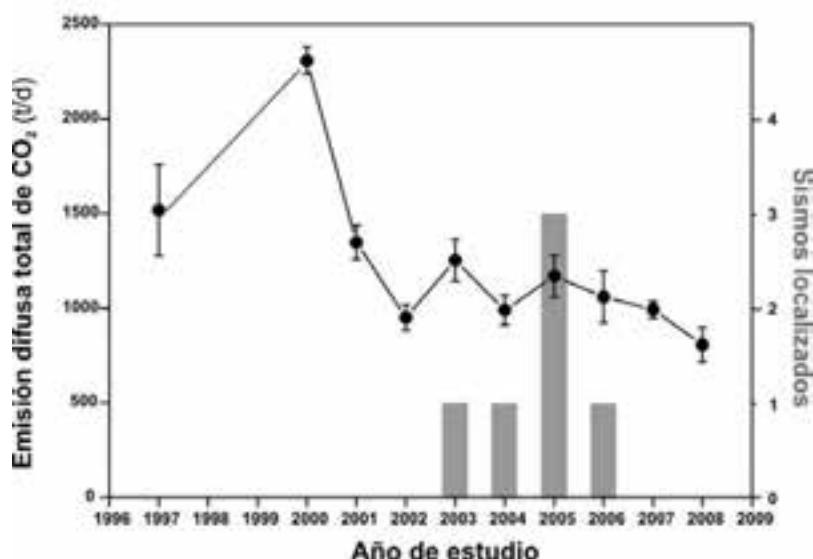


Fig. 28. Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) en el volcán Cumbre Vieja, La Palma, Islas Canarias.

Los trabajos de investigación del grupo volcanológico del ITER sobre esta temática no sólo se enmarcan en Canarias sino además en diversos países y regiones volcánicamente activas del mundo (Fig. 29), con la finalidad de avanzar en el conocimiento de las emanaciones difusas, dispersas y silenciosas de CO₂ (Pérez *et al.*, 1996, 2004, 2006; Hernández *et al.*, 2001a, 2001b, 2001c, 2003, 2006; Salazar *et al.*, 2001, 2002, 2004; Mori *et al.*, 2002; Padrón *et al.*, 2003; Cartagena *et al.*, 2004; Galindo *et al.*, 2004; López *et al.*, 2004; Magaña *et al.*, 2004; Melián *et al.*, 2004; Notsu *et al.*, 2005; Pérez & Hernández, 2007; Padrón *et al.*, 2008a, 2008b). Son varias la razones fundamentales para desarrollar esta intensa actividad investigadora en el extranjero, y entre ellas podríamos enumerar (1) poder realizar trabajos en zonas volcánicas más activas que Canarias y de esta

forma evaluar el uso potencial de la emisión difusa de CO₂ para mejorar y optimizar los programas de vigilancia volcánica, (2) fomentar la cooperación y colaboración científica transnacional como una clara apuesta de futuro por la reducción del riesgo volcánico, y (3) estimar la emisión difusa global de dióxido de carbono por la actividad volcánica subaérea para mejorar la actual información existente sobre la emisión global de CO₂ a la atmósfera por los volcanes.

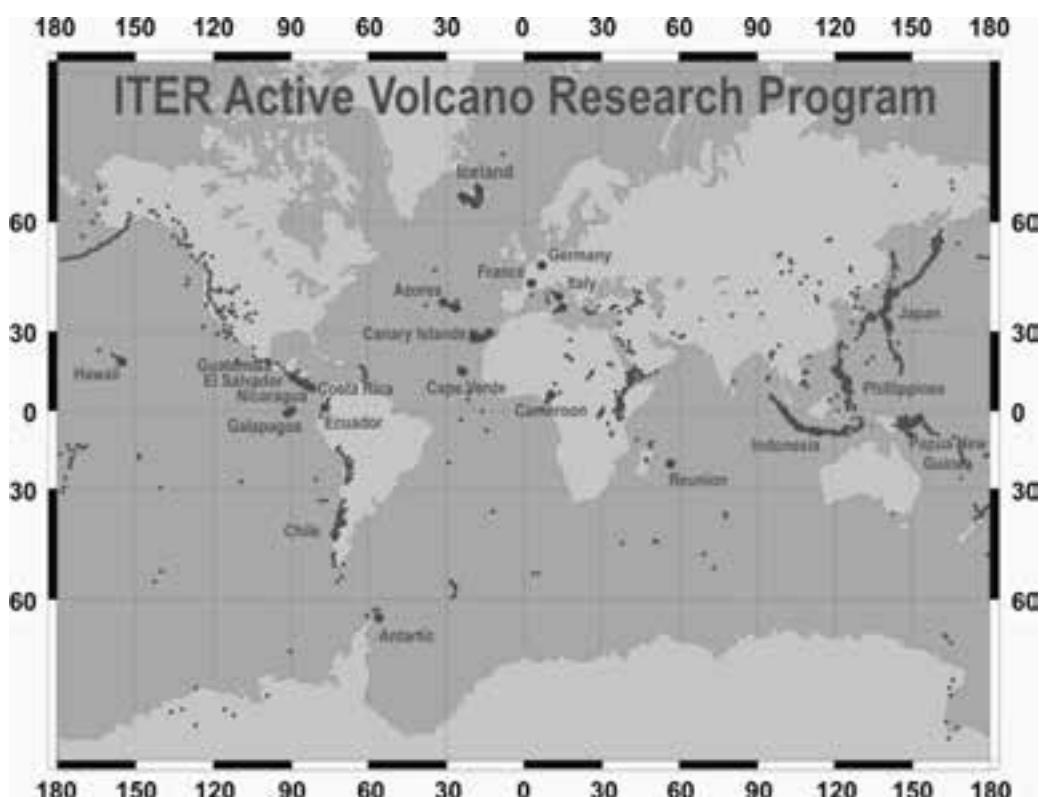


Fig. 29. Países y regiones dónde el grupo volcanológico del ITER realiza investigaciones sobre emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) en volcanes.

El **volcán Pico do Fogo** en la isla de Fogo, Cabo Verde (Fig. 30) es uno de los sistemas volcánicos de interés para el grupo del ITER por su similitud con los sistemas volcánicos insulares de Canarias y por ser uno de los volcanes más activos del Atlántico. Las emisiones difusas de dióxido de carbono anómalas en Fogo se han detectado principalmente en el interior del cráter del volcán Pico do Fogo dónde se observan las principales manifestaciones volcánicas-hidrotermales y donde se registran temperaturas superiores a los 300°C. Desde el pasado mes de noviembre de 2008 el ITER, en colaboración con científicos y técnicos de la Universidad de Cabo Verde, Laboratorio de Ingeniería Civil y el Servicio Nacional de Protección Civil de Cabo Verde, realiza una monitorización mensual de la tasa de emisión de CO₂ a la atmósfera por el cráter Pico do Fogo con la finalidad de

fortalecer el programa de vigilancia en Cabo Verde. La campaña correspondiente al mes de noviembre de 2008 proporcionaba una tasa de emisión difusa de dióxido de carbono de $38,8 \pm 9,3$ toneladas diarias (Fig. 31).

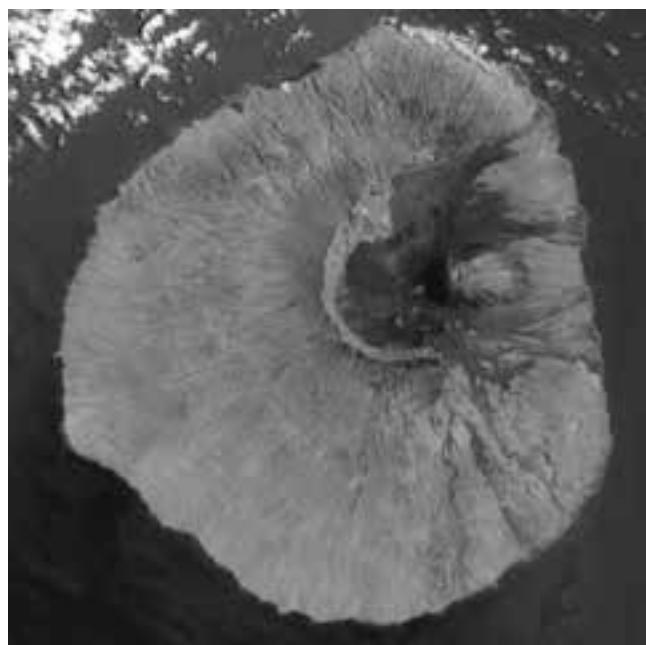


Fig. 30. Isla de Fogo (Cabo Verde), uno de los sistemas volcánicos insulares más activos del océano Atlántico.

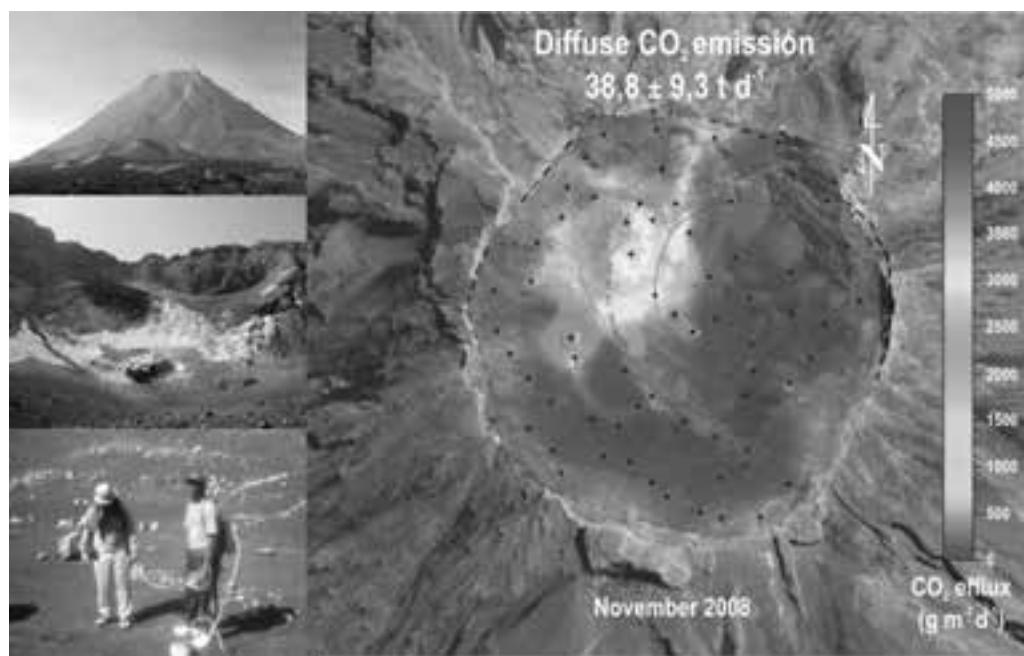


Fig. 31. Emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) en el cráter de Pico do Fogo, Cabo Verde. Pico do Fogo (imagen superior izquierda). Zona de alteración hidrotermal en el interior del cráter Pico do Fogo (imagen central izquierda). Personal del ITER y de Cabo Verde realizando medidas de flujo difuso en el cráter de Pico do Fogo (imagen inferior izquierda).

Otro de los sistemas volcánicos de gran interés para el ITER en esta materia lo constituye el **volcán Cerro Negro** (Nicaragua), el más activo en el hemisferio occidental (Fig. 32). A raíz de su última erupción en agosto de 1999 el ITER ha materializado en este volcán centroamericano nueve campañas científicas de emisión difusa de CO₂ en colaboración con el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER).



Fig. 32. Volcán Cerro Negro (Nicaragua), el volcán más activo del hemisferio occidental.

Los valores de flujo difuso de CO₂ obtenidos durante estas investigaciones en el volcán Cerro Negro han presentando un amplio rango de valores que van desde aquellos que se encuentran por debajo del límite de detección ($< 0,5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) y $35000 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. Con los datos obtenidos en las diferentes campañas de campo se representa la evolución temporal de la tasa total de emisión difusa de CO₂ junto con la sismicidad registrada en el Cerro Negro, pudiendo observarse que en diciembre de 1999, tres meses después de la última erupción, se registra la mayor tasa de emisión con 1869 toneladas diarias, mientras que en las campañas de 2002 y 2003, se observa un descenso significativo, con 432 y 84 toneladas diarias, respectivamente. En 2004, y coincidiendo con un incremento significativo en la actividad sísmica en el Cerro Negro, se observa un nuevo incremento en la emisión difusa de CO₂ hasta 256 toneladas diarias. En sucesivas campañas 2005-2008, la tasa de emisión continúa disminuyendo, hasta llegar a las 10-12 toneladas diarias. Esta evolución temporal de la emisión difusa de CO₂ puede claramente relacionarse con el ciclo eruptivo del Cerro Negro encontrándose que durante la fase post-eruptiva (campaña de 1999) la tasa de

emisión difusa de CO₂ es uno o dos órdenes de magnitud superiores a los que presenta este sistema durante un periodo inter-eruptivo 2003-2008 (Fig. 33). La relación entre el ciclo eruptivo y las variaciones de la emisión difusa de CO₂ en el Cerro Negro confirma la utilidad de la monitorización de este parámetro geoquímico en el volcán Cerro Negro, una importante herramienta para la vigilancia volcánica.

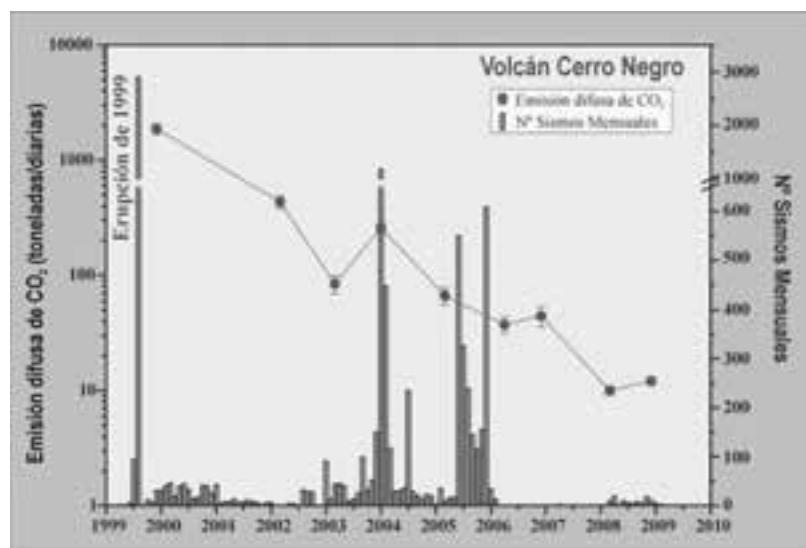


Fig. 33. Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) y del número de sismos mensuales registrados en el volcán Cerro Negro, Nicaragua.

Durante las dos últimas décadas, la comunidad científica ha prestado una mayor atención a las emisiones volcánicas de CO₂ para evaluar su contribución al balance global de CO₂ (Cadle, 1980; Gerlach, 1991; Le Cloarec & Marty, 1991; Williams *et al.*, 1992; Gregori, 1995; Kerrich, 2001; Mörner & Etiöpe, 2002). La mayor parte de estos trabajos sobre emisión global de CO₂ a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea sólo han tenido en cuenta las emanaciones volcánicas visibles (penachos y fumarolas), y en su balance (~ 200 millones de toneladas anuales) no han tenido presente las emanaciones difusas de CO₂ que tan significativas pueden llegar a ser en muchos sistemas volcánicos. En el caso del Teide, la emisión difusa de CO₂ a la atmósfera llega a ser el 97-98% de la emisión total de CO₂ (difusa + fumarolas). Por lo tanto, uno de los objetivos de las investigaciones del ITER sobre emisión difusa de CO₂ en una gran diversidad de sistemas volcánicos durante los últimos años ha sido y es contribuir a estimar la emisión difusa global de CO₂ a la atmósfera con la finalidad de mejorar la estimación del aporte de CO₂ por la actividad volcánica subaérea.

Uno de los sistemas volcánicos de obligado cumplimiento a investigar para materializar esta tarea es el **Etna**, el volcán más activo de Europa.

Estudios previos realizados por Allard *et al.* (1991) estimaban que la emisión difusa de CO₂ a la atmósfera por el Etna podría llegar a ser equivalente a la cantidad de CO₂ que arrojaba el Etna a través de su penacho. A pesar de lanzarse esta idea a principios de los 90, el trabajo de Allard y colaboradores no aportaba datos cuantitativos, dígase mapas de flujo difuso de CO₂, que sustentaría tal afirmación. Por ello, el pasado mes de septiembre de 2008 el grupo volcanológico del ITER, en colaboración con las Secciones de Palermo y Catania del Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología (INGV), realizó un intensa y extensa campaña de emisión difusa de CO₂ con 4075 medidas de flujo difuso de CO₂ en los aproximadamente 1000 Km² de área que abarca el volcán Etna con la finalidad de cuantificar y estimar la aportación de CO₂ a la atmósfera de forma difusa, dispersa y silenciosa por este sistema volcánico (Fig. 34). La estimación realizada apunta a que la cantidad de CO₂ es de 20320 toneladas anuales.



Fig. 34. Gladys Melián (ITER) y Francesco Sortino (INGV-Palermo) realizando medidas de flujo difuso de dióxido de carbono (CO₂) en el volcán Etna, Italia.

Un tipo de sistemas volcánicos que el grupo volcanológico del ITER ha prestado atención durante los últimos años para cumplimentar este objetivo son los **lagos volcánicos** y **lagunas cratericas**. Estos sistemas naturales actúan como condensadores químicos que “acumulan” importantes cantidades de gases de origen volcánico, especialmente CO₂. Sin embargo entre todos los estudios de emisión global de CO₂ a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea, las emisiones de CO₂ a la atmósfera por los lagos volcánicos nunca se han considerado en el balance del aporte de CO₂ por la

actividad volcánica. Después de las catástrofes naturales ocurridas como consecuencia de los escapes súbitos de CO₂ procedente de los lagos volcánicos Monoun y Nyos (Camerún) en la mitad de los 80 (Sigurdsson *et al.*, 1987), la acumulación de CO₂ en los lagos volcánicos es un proceso bien conocido por la comunidad científica la cual ha puntualizado el peligro geológico potencial que representan los procesos de desgasificación en estos lagos (Le Guern & Sigvaldason, 1989, 1990; Evans *et al.*, 1994; Kusakabe *et al.*, 2000; Kling *et al.*, 2005). Por lo tanto, la desgasificación de los lagos volcánicos debe ser un proceso a considerar en la estimación de la emisión global de CO₂ a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea.

Con la finalidad de estimar la emisión difusa global de CO₂ por los lagos volcánicos, el grupo volcanológico del ITER ha realizado numerosas investigaciones en lagos volcánicos de Ecuador, Nicaragua, Filipinas, Camerún, Guatemala, Costa Rica, Alemania y Francia durante el periodo 2006-2009. Entre el listado de lagos volcánicos investigados por el ITER se podrían resaltar los estudios de emisión difusa, dispersa y silenciosa de CO₂ realizados en la laguna craterica del volcán **Pinatubo** (Filipinas) que se originó a raíz de la erupción de junio de 1991 (Fig. 35); una de las más grandes y más violentas erupciones del siglo XX (Newhall & Punongbayan, 1996).



Fig. 35. Equipo ITER-PHIVOLCS en el cráter del volcán Pinatubo (Filipinas) donde han realizado y realizan estudios de emisión difusa de dióxido de carbono (CO₂) a la atmósfera.

Los resultados obtenidos reflejan que la distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en la laguna craterica del Pinatubo no es uniforme, detectándose zonas que muestran mayores valores de flujo (Fig. 36). La estimación de la tasa de emisión difusa de CO₂ por la laguna craterica del Pinatubo fue de 711 ± 17 toneladas diarias para la campaña del 2008, mientras que se estimaron del orden de 928 ± 19 toneladas diarias en la campaña del 2009.

Otro de los trabajos del ITER a destacar en este tipo de sistemas volcánicos son los relacionados con los **lagos volcánicos de Nyos y Monoun** (Fig. 37), también conocidos como lagos "asesinos" de Camerún

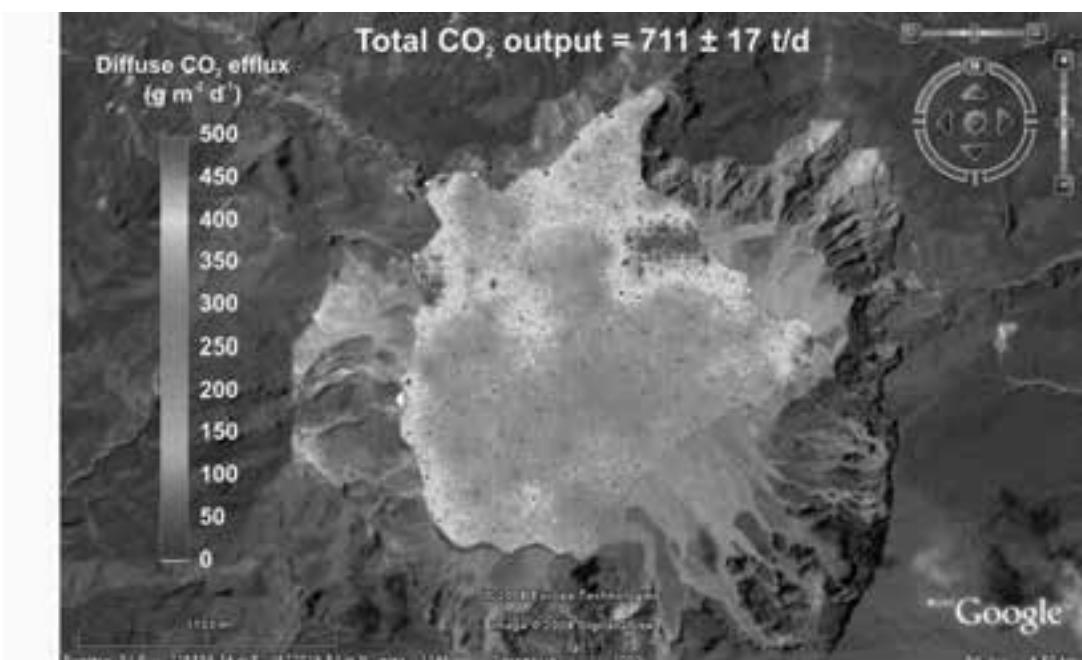


Fig. 36. Distribución espacial del flujo difuso de dióxido de carbono (CO₂) en la laguna craterica del volcán Pinatubo, Filipinas.

a raíz del importante número de victimas que ocasionaron en la década de los 80 como consecuencia de las fuertes y anómalas emisiones de CO₂ procedentes del interior de estos lagos volcánicos. Resultados observados recientemente de flujo difuso de CO₂ en el lago Nyos demuestran igualmente una distribución espacial no uniforme (Fig. 38), y una tasa de emisión difusa de CO₂ del orden de $16 \pm 0,8$ toneladas diarias.

En la tabla III se muestran resultados relacionados con la emisión de CO₂ por lagos volcánicos. Asumiendo que el número de lagos volcánicos en el mundo puede ser ~ 1000 y que el porcentaje de lagos volcánicos ácidos, neutros y alcalinos existentes fuera similar a los listados en la Tabla III, se puede estimar que la emisión difusa global de CO₂ por lagos volcánicos sería del orden de 182 millones de toneladas anuales.



Fig. 37. Equipo ITER-IGMR (Camerún) realizando medidas de emisión difusa de dióxido de carbono (CO_2) en el lago volcánico Nyos, Camerún.

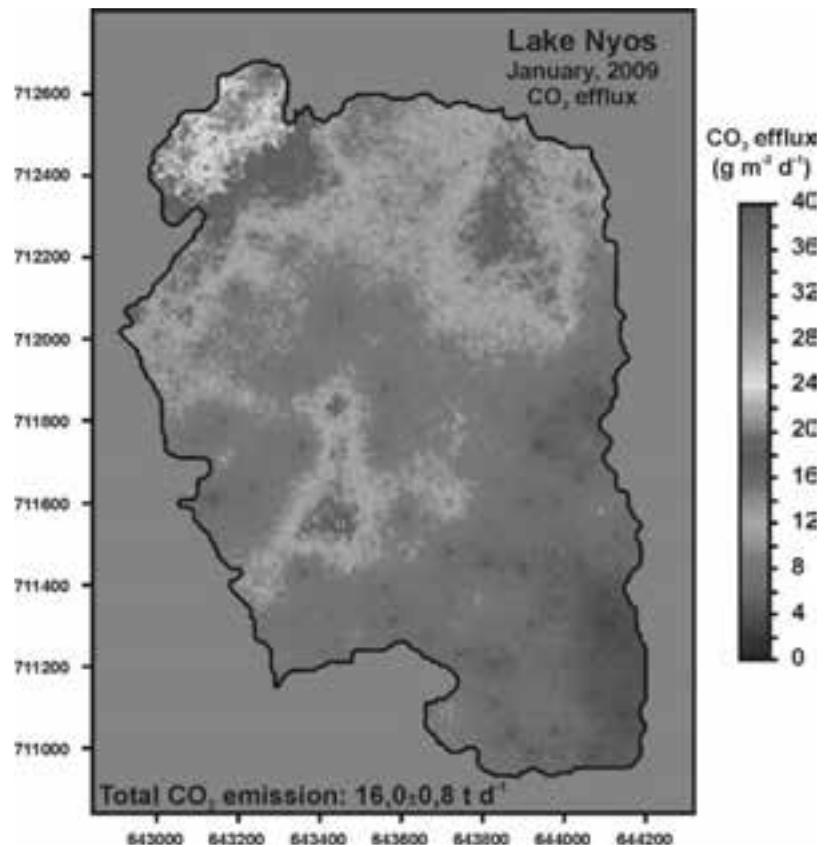


Fig. 38. Distribución espacial del flujo difuso de dióxido de carbono (CO_2) en el lago volcánico Nyos, Camerún.

Tabla III. Listado de lagos volcánicos que disponen de información sobre emisión difusa de CO₂

Lago volcánico	Año	Localización	Área (Km ²)	CO ₂ (t·d ⁻¹)	CO ₂ (t·Km ⁻² ·d ⁻¹)	Tipo
Lac Pavin*	2007	Francia	0,4700	0,01	0,02	alcalino
Laguna de caldera*	2008	Guatemala	0,4000	0,01	0,03	alcalino
Shalkermehren*	2007	Alemania	0,2540	0,11	0,43	alcalino
Botos*	2006	Costa Rica	0,1100	0,12	1,12	neutro
Germunddeer*	2007	Alemania	0,1008	0,32	3,16	alcalino
Atitlan*	2008	Guatemala	119,9000	4,00	3,47	alcalino
Taal caldera*	2008	Filipinas	227,0000	7,00	3,63	alcalino
Amatitlan*	2008	Guatemala	13,8000	12,05	4,86	alcalino
Nyos		Camerún	1,8000	16,69	6,70	alcalino
Cuicocha*	2006	Ecuador	13,2500	19,13	8,00	alcalino
Nyos*	2009	Camerún	1,6400	32,88	10,18	alcalino
Ilopando		El Salvador	99,5000	35,10	11,17	alcalino
Laacher See*	2007	Alemania	2,5000	67,00	14,04	neutro
Coatepeque*	2006	El Salvador	24,8300	84,60	15,10	neutro
Apoyo*	2006	Nicaragua	21,0000	104,11	25,67	alcalino
Tiscapa*	2006	Nicaragua	0,1400	106,00	28,57	neutro
Monoun*	2009	Camerún	0,6300	164,00	30,37	neutro
Jiloa*	2006	Nicaragua	3,7500	375,00	195,73	neutro
Crater Santa Ana		El Salvador	0,0314	416,00	222,93	ácido
Kelud	2005	Indonesia	0,1050	506,00	313,11	neutro
Pinatubo*	2008	Filipinas	2,0000	711,00	355,50	neutro
Taal volcano*	2009	Filipinas	1,2900	539,00	417,83	ácido
Ixpaco*	2008	Guatemala	0,1000	734,00	846,00	ácido
Kelud 2001		Indonesia	0,1050	823,00	991,52	neutro
Chichon	2007	México	0,1380	1111,00	1188,41	ácido
Laguna de Masaya	2009	Nicaragua	8,30	868,90	104,69	neutro
Asoso. Managua*	2009	Nicaragua	0,77	7,25	9,42	neutro
Laguna de Danao*	2009	Filipinas	0,12	0,03	0,28	alcalino
Pinatubo*	2009	Filipinas	2,00	928,00	464,00	neutro
Taal*	2009	Filipinas	1,29	947,60	734,57	ácido
Lago de Buhi*	2009	Filipinas	16,90	0,41	0,02	alcalino

* investigaciones realizadas por el grupo volcanológico del ITER y colaboradores.

Telesforo Bravo y su aportación a las investigaciones sobre emanaciones difusas y dispersas en sistemas volcánicos

El interés científico de Telesforo Bravo por el estudio de las galerías y los pozos con la finalidad de asesorar a la sociedad canaria en la búsqueda de recursos hídricos subterráneos en islas, contribuyó enormemente a mejorar y profundizar el conocimiento geológico del subsuelo de estas islas volcánicas oceánicas, así como a formular hipótesis de un importante calado científico sobre la formación de las grandes depresiones volcánicas de estas islas. Por el contrario, este trabajo sobre emisión difusa de gases volcánicos pretende resaltar sus observaciones e investigaciones sobre las emanaciones de gases en el interior de estas captaciones subterráneas, porque son los primeros trabajos sobre emanaciones difusas, dispersas y silenciosas de gases volcánicos realizados en Canarias.

En una comunicación científica titulada “Áreas de emanaciones gaseosas y anomalías térmicas en la provincia de Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias)” y presentada por él y sus colaboradores Juan Coello y Jesús Bravo en la 2^a Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica (Bravo *et al.*, 1976) se relata una observación sumamente valiosa e interesante sobre las emanaciones de CO₂ en el subsuelo de Canarias que desearía resaltar por su gran importancia en relación a la actividad volcánica en las islas.

En este trabajo los autores describen que las emanaciones de CO₂ en el subsuelo de La Palma se enmarcan principalmente en la mitad sur de la isla, y que se fueron intensificando notablemente hasta el año 1971 en 5 pozos localizados en la faja costera del suroeste de La Palma, desde el sur de Tazacorte hasta Los Quemados, cerca de la Punta de Fuencaliente. Estas emanaciones llegaron a ser tan significativas que la concentración del CO₂ en el fondo de los pozos, a nivel del mar, llegaba a apagar la llama de la lámpara de carburo. Por el contrario, y después de la erupción del Teneguía en 1971, la presencia de estas emanaciones de CO₂ en esta zona del subsuelo de La Palma había desaparecido o era muy débil. La detección y observación de estos cambios en las emanaciones de CO₂ en el subsuelo de La Palma fue interpretado por los autores como un posible fenómeno asociado a la fase pre-eruptiva del volcán Teneguía; en otras palabras una señal de alerta temprana asociada a esta erupción. Indudablemente esta observación recogida por Telesforo Bravo, Juan Coello y Jesús Bravo no sólo es muy acertada sino además muy importante porque refrenda que las emanaciones difusas de CO₂ en los sistemas volcánicos experimentan cambios significativos mucho antes de ocurrir una erupción volcánica como así se refleja en el modelo conceptual sobre emisiones difusas elaborado por Notsu *et al.* (2006).

Agradecimientos

En primer lugar quisiera expresar mi agradecimiento a la organización de la Semana Científica TESLEFORO BRAVO por invitarme a participar en la misma y por mantener esta actividad de divulgación y difusión científica con la finalidad de conmemorar el espíritu de Don Telesforo Bravo entre la ciudadanía. En segundo lugar quisiera igualmente expresar mi más sincero agradecimiento a Julio Afonso Carrillo por la enorme paciencia qua ha tenido conmigo para recibir este trabajo así como por su continuo apoyo para finalizar el mismo. Los resultados del grupo volcanológico del ITER presentados en este trabajo son el producto de poder contar con un grupo de investigación joven y entusiasta al cual deseo expresar también mi más sincero agradecimiento. Muchos de los resultados mostrados se han logrado obtener gracias a los proyectos cofinanciados por el Plan Nacional de I+D (CGL2004-22023-E, CGL2005-07509), por la

Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias (PI2001/025, PI2002/146), por el Programa de la UE INTERREG IIIB Acores-Madeira-Canarias (ALERTA I, ALERTA II), por la Convocatoria Abierta Permanente de la AECID (08-CAP2-1208, 08-CAP2-1202, 08-CAP2-1205), por la Dirección General de Seguridad y Emergencias del Gobierno de Canarias y los Cabildos Insulares de Tenerife, La Palma y El Hierro.

Referencias

AIUPPA, A., A. CALECA, C. FEDERICO, S. GURRIERI & M. VALENZA (2004). Diffuse degassing of carbon dioxide at Somma-Vesuvius volcanic complex (Southern Italy) and its relation with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 133: 55-79.

ALBERT-BELTRAN J.F., V. ARAA, J.L. DIEZ & A. VALENTIN (1990). Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43: 321-332.

ALLARD, P., J. CARBONELLE, D. DAJLEVIC, J. LE BRONNEC, P. MOREL, M.C. ROBE, J.M. MAURENAS, R. FAIVRE-PIERRET, D. MARTINS, J.C. SABROUX & P. ZETTWOOG (1991). Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Edna. *Nature* 351: 387-391.

ANDRES, R.J. & A.D. KASGNOC (1997). A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *J. Geophys. Res.* 103: 25251-25261.

BAUBRON, J.C., P. ALLARD & J.P. TOUTAIN (1990). Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, (Italy). *Nature* 344: 51-53.

BAUBRON, J.C., R. MATHIEU & G. MIELE (1991). Measurements of gas flow from soils in volcanic areas: the accumulation method, Napoli '91 International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation, Abstracts. 27 August 1 September 1991, Napoli, Italy.

BARBERI, F. & M.L. CARAPEZZA (1994). Helium and CO₂ soil gas emission from Santorini (Greece). *Bulletin of Volcanology* 56: 335-342.

BRANTLEY, S.L. & KOEPENICK (1995). Carbon dioxide emissions from Ol Doinyo Lengai and the skewed distribution of passive degassing from volcanoes. *Geology* 23: 933-936.

BRAVO, T., J. COELLO & J. BRAVO (1976). Áreas de emanaciones gaseosas y anomalías térmicas en la provincia de Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias). En: *II Asamb. Nac. Geod. y Geof., Comunicaciones*, tomo III: 2235-2245.

BROMBACH, T., C. HUNZIKER, G. CHIODINI, C. CARDELLINI & L. MARINI (2001). Soil diffuse degassing and thermal energy fluxes from the

southern Lakki plain, Nisyros (Greece). *Geophysical Research Letters* 28(1): 69-72.

BRUSCA, L., S. INGUAGGIATO, M. LONGO, P. MADONIA & R. MAUGERI (2004). The 2002-2003 eruption of Stromboli (Italy): Evaluation of the volcanic activity by means of continuous monitoring of soil temperature, CO₂ flux, and meteorological parameters. *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*, vol. 5, n° 12. ISSN: 1525-2027.

BUYANOVKSÝ, G.A. & G.H. WAGNER (1983). Annual cycles of carbon dioxide level in soil air. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47: 1139-1145.

BUYANOVKSÝ, G.A., G.H. WAGNER & C.J. GANTZER (1986). Soil respiration in a winter wheat ecosystem. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 338-344.

CADLE, R.D. (1980). A comparison of volcanic with other fluxes of atmospheric trace gas constituents. *Rev. Geophys. Space Phys.* 18(4): 746-752.

CALIRO, S., C. PANICHI & D. STANZIONE (1999). Variation in the total dissolved carbon isotope composition of thermal waters of the Island of Ischia (Italy) and its implications for volcanic surveillance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 90: 219-240.

CAPASSO, G. & S. INGUAGGIATO (1998). A simple method for the determination of dissolved gases in natural waters: An application to thermal waters from Vulcano island. *Applied Geochem.* 13: 631-642.

CARAPEZZA M.L., S. INGUAGGIATO, L. BRUSCA & M. LONGO (2004). Geochemical precursors of the activity of an open-conduit volcano: The Stromboli 2002–2003 eruptive events. *Geophysical Research Letters* 31: L07620.

CARDELLINI, C., G. CHIODINI & F. FRONDINI (2003). Application of stochastic simulation to CO₂ flux from soil: mapping and quantification of gas release. *Journal of Geophysical Research* 108: 2425.

CARTAGENA, R., R. OLMOS, D. LÓPEZ, F. BARAHONA, T. SORIANO, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2004). Diffuse degassing of carbon dioxide, radon and mercury at San Miguel volcano, El Salvador, Central America. *Bulletin Geological Society of America Special Paper* 375: 203-212.

CHIODINI, G., F. FRONDINI & B. RACÓ (1996). Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy). *Bull. Volcanol.* 58: 41-50.

CHIODINI G. & L. MARINI (1998). Hydrothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 2673-2687.

CHIODINI, G., R. CIONI, M. GUIDI, B. RACÓ & L. MARINI (1998). Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochem.* 13: 543-552.

CHIODINI, G., F. FRONDINI, D.M. KERRICK, J. ROGIE, F. PARELLO, L. PERUZZI & A.R. ZANZARI (1999). Quantification of Deep CO₂ fluxes from Central Italy. Examples of carbon balance for regional aquifers and of soil diffuse degassing. *Chemical Geology* 159: 205-222.

CHIODINI, G. & F. FRONDINI (2001). Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy. *Chemical Geology* 177: 1-2 pp. 67-83.

CHIODINI, G., F. FRONDINI, C. CARDELLINI, D. GRANIERI, L. MARINI & G. VENTURA (2001). CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. *Journal of Geophysical Research* 106: No B8, 16213-16221.

CHIODINI, G., R. AVINO, T. BROMBACH, S. CALIRO, C. CARDELLINI, S. DE VITA, F. FRONDINI, D. GRANIREI, E. MAROTTA & G. VENTURA (2004). Fumarolic and diffuse soil degassing west of Mount Epomeo, Ischia, Italy. *J. Volcan. Geophys. Res.* 133: 291-309.

CHIODINI, G., A. BALDINI, F. BARBERI, M.L. CARAPEZZA, C. CARDELLINI, F. FRONDINI, D. GRANIERI & M. RANALDI (2007). Carbon dioxide degassing at Latera caldera (Italy): Evidence of geothermal reservoir and evaluation of its potential energy. *Journal of Geophysical Research* 112: B12204.

CRUZ, J.V., R.M. COUTINHO, M.R. CARVALHO, N. OSKARSSON & S.R. GISLASSON (1999). Chemistry of waters from Furnas volcano, So Miguel, Azores: fluxes of volcanic carbon dioxide and leached material. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 92: 151-167.

DEUTSCH, C.V. & A.G. JOURNEL (1998). *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 369 pp., Oxford Univ. Press, New York.

EVANS, W.C., L.D. WHITE, M.L. TUTTLE, G.W. KLING, G. TANYILEKE & R.L. MICHELE (1994). Six year of change at Lake Nyos, Cameroon, yield clues to the past and cautions for the future. *Geochem. Jour.* 28: 139-162.

EVANS W.C., M.L. SOREY, A.C. COOK, B. MACK KENEDY, D.L. SHUSTER, E.M. COLVARD, L.D. WHITE & M.A. HUEBNER (2002). Tracing and quantifying magmatic carbon discharge in cold ground waters: lessons learned from Mammoth Mountain, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 291-312.

EVANS W.C., D. BERGFELD, R.G. MCGIMSEY & A.G. Hunt (2009). Diffuse gas emissions at the Ukinrek Maars, Alaska: Implications for magmatic degassing and volcanic monitoring. *Appl. Geochem.* 24: 527-535.

FARRAR, C.D., M.L. SOREY, W.C. EVANS, J.F. HOWLE, B.D. KERR, B.M. KENNEDY, C.-Y. KING & J.R. SOUTHON (1995). Forest-killing diffuse

CO₂ emission at Mammoth Mountain as a sign of magmatic unrest. *Nature* 376: 675-678.

FAVARA, R., S. GIAMMANCO, S. INGUAGGIATO & G. PECORAINO (2001). Preliminary estimate of CO₂ output from Pantelleria Island volcano (Sicily, Italy): evidence of active mantle degassing. *Appl. Geochem.* 16: 883-894.

FRIDRIKSSON, T., B.R. KRISTJANSSON, H. ARMANNSSON, E. MARGRETAR-DOTTIR, S. OLAFSDOTTIR & G. CHIODINI (2006). CO₂ emissions and heat flow through soil, fumaroles, and steam heated mud pools at the Reykjanes geothermal area, SW Iceland. *Applied Geochemistry* 21: 1551-1569.

FRONDINI, F., G. CHIODINI, S. CALIRO, C. CARDELINI, D. GRANIERI & G. VENTURA (2004). Diffuse CO₂ degassing at Vesuvio, Italy. *Bulletin of Volcanology* 66: 642-651.

FRONDINI, F., S. CALIRO, C. CARDELLINI, G. CHIODINI & N. MORGANTINI (2009). Carbon dioxide degassing and thermal energy release in the Monte Amiata volcanic-geothermal area (Italy). *Appl. Geochem.* 24: 860-875.

GALINDO, I., G. MELIÁN, J.M.L. SALAZAR, P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, C. RAMÍREZ, M. FERNÁNDEZ, G.E. ALVARADO, H. SUMINO & K. NOTSU (2004). Emisión difusa de dióxido de carbono en el volcán Irazú, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* 30: 157-165.

GAMBARDELLA B., C. CARDELLINI, G. CHIODINI, F. FRONDINI, L. MARINI, M. OTTONELLO & V. ZUCCOLINI (2004). Fluxes of deep CO₂ in the volcanic areas of central-southern Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 136: 31-52.

GERLACH, T.M. (1989). Degassing of carbon dioxide from basaltic magma at spreading centers: II. Mid-oceanic ridge basalts: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39: 221-232.

GERLACH, T.M. (1991). Present-day CO₂ emissions from volcanoes. *Transactions of the American Geophysical Union (EOS)* 72: 249 and 254-255.

GERLACH, T.M., M.P. DOUKAS, K.A. MCGEE & R. KESSLER (2001). Soil efflux and total emission rates of magmatic CO₂ at the Horseshoe Lake tree kill, Mammoth Mountain, California, 1995-1999. *Chemical Geology* 177: 101-116.

GERLACH, T.M., M.P. DOUKAS, K.A. MCGEE & R. KESSLER (1998). Three year decline of magmatic CO₂ emission from soils of a Mammoth Mountain tree kill: Horseshoe Lake, CA, 1995-1997. *Geophys. Res. Lett.* 25: 1947-1950.

GIAMMANCO, S. & P. BONFANTI (2009). Cluster analysis of soil CO₂ data from Mt. Etna (Italy) reveals volcanic influences on temporal and spatial patterns of degassing. *Bull. Volcanol.* 71: 201-218.

GIAMMANCO, S., S. GURRIERI & M. VALENZA (1995). Soil CO₂ degassing on Mt Etna (Sicily) during the period 1989-1993: discrimination between climatic and volcanic influences. *Bulletin of Volcanology* 57: 52-60.

GIGGENBACH, W.F. (1996). Chemical composition of volcanic gases. In: Scarpa, R.I.S. & R.I. Tilling, (Eds.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, Heidelberg, pp. 221-256.

GRANIERI, D., G. CHIODINI, W. MARZOCCHI & R. AVINO (2003). Continuous monitoring of CO₂ soil diffuse degassing at Phlegraean Fields (Italy): influence of environmental and volcanic parameters. *Earth and Planetary Science Letters* 212: 167-179.

GRANIERI, D., M.L. CARAPEZZA, G. CHIODINI, R. AVINO, S. CALIRO, M. RANALDI, T. RICCI & L. TARCHINI (2006). Correlated increase in CO₂ fumarolic content and diffuse emission from La Fossa crater (Vulcano, Italy): Evidence of volcanic unrest or increasing gas release from a stationary deep magma body? *Geophysical Research Letters* 33: L13316.

GREGORI, G.P. (1995). Remote sensing of volcanoes and their role in the global climate change. *Adv. Space. Res.* 15: 17-26

GURRIERI, S., M. LIUZZO & G. GIUDICE (2008). Continuous monitoring of soil CO₂ flux on Mt. Etna: The 2004–2005 eruption and the role of regional tectonics and volcano tectonics. *J. Geophys. Res.* 113: B09206,

HERNÁNDEZ, P.A., N.M. PÉREZ, J.M. SALAZAR, S. NAKAI, K. NOTSU & H. WAKITA (1998). Diffuse emissions of carbon dioxide, methane, and helium-3 from Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophysical Research Letters* 25: 3311-3314.

HERNÁNDEZ, P.A., K. NOTSU, J.M. SALAZAR, T. MORI, G. NATALE, H. OKADA, G. VIRGILI, Y. SHIMOIKE, M. SATO & N.M. PÉREZ (2001a). Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan. *Science* 292: 83-86.

HERNÁNDEZ, P.A., J.M. SALAZAR, Y. SHIMOIKE, T. MORI, K. NOTSU & N.M. PÉREZ (2001b). Diffuse emission of CO₂ from Miyakejima volcano, Japan. *Chemical Geology* 177: 175-185.

HERNÁNDEZ, P.A., G. NATALE, F. TSUNOMORI, K. SUGIYAMA, T. ITO, K. NOTSU, H. OKADA & N.M. PÉREZ (2001c). Preliminary results of diffuse emissions of CO₂ and soil gas pressure gradient measurements at Tarumae volcano, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 46: 121-125.

HERNÁNDEZ, P.A., K. NOTSU, M. TSURUMI, T. MORI, M. OHNO, Y. SHIMOIKE, J. SALAZAR & N.M. PÉREZ (2003). Carbon dioxide emissions from soils at Hakkoda, north Japan. *Journal of Geophysical Research* 108(B4): 2210.

HERNÁNDEZ, P. A., K. NOTSU, H. OKADA, T. MORI, M. SATO, F. BARAHONA & N.M. PÉREZ (2006). Diffuse Emission of CO₂ from Showa-Shinzan, Hokkaido, Japan: A Sign of Volcanic Dome Degassing. *Pure and Applied Geophysics* 163: 869–881.

KERRICH, D. (2001). Present and past nonanthropogenic CO₂ degassing from solid Earth. *Rev. Geophys.* 39: 565-585.

KUSAKABE, M., G.Z. TANYILEKE, S.A. MCCORD & S.G. SCHLADOW (2000). Recent pH and CO₂ profiles at Lakes Nyos and Monoun, Cameroon: implications for the degassing strategy and its numerical simulation, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 97: 241-260.

KLING, G. W., W.C. EVANS, G. TANYILEKE, M. KUSAKABE, T. OHBA, Y. YOSHIDA & J.V. HELL (2005). Degassing Lakes Nyos and Monoun: Defusing certain disaster. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 102: 14185-14190.

LAN, T.F., T.F. YANG, H. LEE, Y. CHEN, C. CHEN, S. SONG & S. TSAO (2007). Compositions and flux of soil gas in Liu-Huang-Ku hydro-thermal area, nothern Taiwan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165: 32-45.

LE CLOAREC M.-F. & B. MARTY (1991). Volatile fluxes from volcanoes. *Terra Nova* 3:17 -27.

LE GUERN, F. & G.E. SIGVALDASON (eds.) (1989). The Lake Nyos event and natural CO₂ degassing. I. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 39: 95-275.

LE GUERN, F. & G.E. SIGVALDASON (eds.), (1990). The Lake Nyos event and natural CO₂ degassing. II. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 42: 307-404.

LEWICKI, J.L., C. CONNOR, K. ST-AMAND, J. STIX & W. SPINNER (2003). Self-potential, soil CO₂ flux, and temperature on Masaya volcano, Nicaragua. *Geophysical Research Letters* 30: 1817.

LEWICKI, J.L., C.M. OLDENBURG, L. DOBECK, & L. SPANGLER (2007). Surface CO₂ leakage during two shallow subsurface CO₂ releases. *Geophysical Research Letters* 34: L24402.

LÓPEZ, D., E. PADRÓN, M.I. MAGAÑA, L. GÓMEZ, L.A. BARRIOS, N.M. PÉREZ & P.A. HERNÁNDEZ (2004). Structural control on thermal anomalies and diffuse surficial degassing at Berlín Geothermal Field, El Salvador. *Geothermal Research Council Transactions* 28: 477-483.

LÓPEZ, C., *et al.*, (2006). Analysis of IGN seismic series in Tenerife that triggered the 2004 seismovolcanic alert, Abstracts Garavolcan 2006, Garachico, Tenerife, Spain.

MAGAÑA M.I., D., LÓPEZ L.A., BARRIOS N.M., PÉREZ, E. PADRÓN & E. HENRÍQUEZ (2004). Diffuse and convective degassing of soil gases and heat at the TR-6-Zapotillo hydrothermal discharge zone, Berlin Geothermal Field, El Salvador. *Geothermal Resources Council Transactions* 28: 485-488.

MARRERO R., D.L. LÓPEZ, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2008). Carbon dioxide discharged through the Las Cañadas aquifer, Tenerife, Canary Islands. *Pure and Applied Geophysics* 165: 147-172.

MCGEE, K.A., A.J. SUTTON, T. ELIAS, M.P. DOUKAS & T.M. GERLACH (2006). Puhimau Thermal Area: A Window into the Upper East Rift Zone of Kilahuea Volcano, Hawaii? *Pure and Applied Geophysics* 163: 837-851.

MELIÁN, G., N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, J.M.L. SALAZAR, A. YOCK, E. SÁNCHEZ, G.E. ALVARADO, H. SUMINO & K. NOTSU (2004). Emisión difusa de dióxido de carbono y vapor de mercurio en el volcán Miravalles, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central* 30: 179-188.

MORI T., K. NOTSU, P.A. HERNÁNDEZ, J.M.L. SALAZAR, N.M. PÉREZ, G. VIRGILI, Y. SHIMOIKE & H. OKADA (2002). Continuous monitoring of soil efflux of volcanic CO₂ from the summit region of Usu volcano, Japan. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan* 47: 339-345.

MÖRNER, N.A. & G. ETIOPE (2002). Carbon degassing from the lithosphere. *Global and Planetary Change* 33: 185-203.

NAVARRO, J.M. (1995). *Análisis hidrogeológico de Tenerife: Aspectos geológicos e hidrogeológicos*. Plan Hidrológico Insular, Cabildo de Tenerife, Vol. I, 145 pp.

NEWHALL C.G. & R.S. PUNONGBAYAN (1996). *Fire and Mud - Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology and the University of Washington Press, 1126 pp.

NOTSU, K., K. SUGIYAMA, M. HOSOE, A. UEMURA, Y. SHIMOIKE, F. TSUNOMORI, H. SUMINO, J. YAMAMOTO, T. MORI & P.A. HERNÁNDEZ (2005). Diffuse CO₂ efflux from Iwojima volcano, Izu-Ogasawara arc, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 139: 147-161.

NOTSU, K., T. MORI, S. CHANCHAH DO VALE, H. KAGI & T. ITO (2006). Monitoring quiescent volcanoes by diffuse CO₂ degassing: case study of Mt. Fuji, Japan. *Pure and Applied Geophysics* 163: 825-835.

OUYANG, Y. & C. ZHENG (2000). Surficial processes and CO₂ flux in soil ecosystem. *J. Hydrol.* 234: 54-70.

PADRÓN, E., D.L. LÓPEZ, M.I. MAGAÑA, R. MARRERO & N.M. PÉREZ (2003). Diffuse degassing and relation to structural flow path at

Ahuachapán Geothermal Field, El Salvador. *Geothermal Research Council Transactions* 27: 325-330.

PADRÓN, E., P.A. HERNÁNDEZ, T. TOULKERIDIS, N.M. PÉREZ, R. MARRERO, G. MELIÁN, G. VIRGILI & K. NOTSU (2008a). Diffuse CO₂ emission rate from the lake-filled Cuicocha and Pululahua calderas, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 163-169.

PADRÓN, E., G. MELIÁN, R. MARRERO, D. NOLASCO, J. BARRANCOS, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2008b). Changes on diffuse CO₂ emission and relation to seismic activity in and around El Hierro, Canary Islands. *Pure Appl. Geophys.* 165: 95-114.

PAN, V., J. HOLLOWAY & R. HERVIG (1991). The pressure and temperature dependence of carbon dioxide solubility in tholeiitic basalts melts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55: 1587-1595.

PARKINSON, K. (1981). An improved method for measuring soil respiration in the field. *J. Applied Ecology* 18: 221-228.

PÉREZ, N.M., H. WAKITA, D. LOLOK, H. PATIA, B. TALAI & C. MCKEE (1996). Anomalous soil gas CO₂ concentrations and relation to seismic activity at Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *Geogaceta* 20: 1000-1003.

PÉREZ, N.M., S. NAKAI, H. WAKITA, P.A. HERNÁNDEZ & J.M. SALAZAR (1996). Helium-3 emission in and around Teide volcano, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geophysical Research Letters* 23: 3531-3534.

PÉREZ N.M., J.M.L. SALAZAR, P.A. HERNÁNDEZ, T. SORIANO, K. LÓPEZ & K. NOTSU (2004). Diffuse CO₂ and ²²²Rn degassing from San Salvador volcano, El Salvador, Central America. *Bulletin Geological Society of America Special Paper* 375: 227-236.

PÉREZ, N.M., P.A. HERNÁNDEZ, E. PADRÓN, R. CARTAGENA, R. OLMO, F. BARAHONA, G. MELIÁN, P. SALAZAR & D.L. LÓPEZ (2006). Anomalous Diffuse CO₂ Emission prior to the January 2002 Short-term Unrest at San Miguel Volcano, El Salvador, Central America. *Pure and Applied Geophysics* 163: 883-896.

PÉREZ N.M. & P.A. HERNÁNDEZ (2007). Comment on the “Recent Unrest at Canary Islands' Teide Volcano?” *EOS, American Geophysical Union Transactions* 88: 46.

PÉREZ N.M. & P.A. HERNÁNDEZ (2007). Earthquake forecasting research in active volcanic areas by means of diffuse CO₂ emission studies. In: P. Sen & N.K. Das (Eds.), *Geochemical Precursors for Earthquakes*. MacMillan India Ltd. pp. 94-103.

PÉREZ N.M. & P.A. HERNÁNDEZ (2008). La vigilancia volcánica en España: una apuesta crucial para la reducción del riesgo volcánico. En: Galindo Jiménez I., L. Lain Huerta & M. Llorente Isidro (Eds.), *El*

estudio y la gestión de los riesgos geológicos. Publicaciones del Instituto Geol.-gico y Minero de España. Serie Medio Ambiente. Riesgos Geológicos N°12. Madrid. pp. 159-174.

RIZZO A., F. GRASSA, S. INGUAGGIATO, M. LIOTTA, M. LONGO, P. MADONIA, L. BRUSCA, G. CAPASSO, S. MORICI, D. ROUWET & F. VITA (2009). Geochemical evaluation of observed changes in volcanic activity during the 2007 eruption at Stromboli (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 182: 246–254.

ROGIE, J.D., D.M. KERRICK, M.L. SOREY, G. CHIODINI & D.L. GALLOWAY (2001). Dynamics of carbon dioxide emission at Mammoth Mountain, California. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 535-541.

SALAZAR, J.M., P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, G. MELIÁN, J. ÁLVAREZ, F. SEGURA, & K. NOTSU (2001). Diffuse emissions of carbon dioxide from Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America. *Geophysical Research Letters* 28: 4275-4278.

SALAZAR, J.M.L., N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, T. SORIANO, F. BARAHONA, R. OLMO, R. CARTAGENA, D.L. LÓPEZ, N. LIMA, G. MELIÁN, E. PADRÓN, I. GALINDO & K. NOTSU (2002). Precursory diffuse carbon dioxide degassing signatures of recent earthquakes in El salvador, Central America. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 81-89.

SALAZAR, J.M.L., P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, R. OLMO, F. BARAHONA, R. CARTAGENA, T. SORIANO, K. LÓPEZ & K. NOTSU (2004). Spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing at Santa Ana-Izalco-Coatepeque volcanic complex, El Salvador, Central America. *Bulletin Geological Society of America Special Paper* 375: 135-146.

SHIMOIKE, Y., K. KAZAHAYA & H. SHINOHARA (2002). Soil gas emisión of volcanic CO₂ at Satsuma-Iwojima volcano, Japan. *Earth Planets Space* 54: 239-247.

SIGURDSSON, H., J.D. DEVINE, F.M. TCHOUA, T.S. PRESSER, M.K.W. PRINGLE & W.C. EVANS (1987). Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31: 1-16.

SOREY, M.L., W.C. EVANCE, B.M. KENNEDY, C.D. FARRAR, L.J. HAINSWORTH & B. HAUSBACK (1998). Carbon dioxide and helium emissions from a reservoir of magmatic gas beneath Mammoth Mountain, California. *Journal of Geophysical Research* 103: 15303-15323.

STOIBER, R.B. & A. JEPSEN (1973). Sulfur dioxide contribution to the atmosphere by volcanoes. *Science* 182: 577-578.

STOIBER, R.E., S.N. WILLIAMS & B. HUEBERT (1987). Annual contribution of sulfur dioxide to the atmosphere by volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 33: 1-8.

STOLPER, E. & J. HOLLOWAY (1988). Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure: Earth Planet. *Science Lett.* 87: 397-408.

SYMONDS, R., W. ROSE, G. BLUTH & T. GERLACH (1994). Volcanic-gas studies: Methods, results, and applications in volatiles in magmas. In: M.R. Carroll & J.R. Holloway (Eds.), *Reviews in Mineralogy*, Vol. 30; Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

VALENTIN, A., J.F. ALBERT-BELTRN & J.L. DIEZ (1990). Geochemical and geothermal constraints on magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 251-264.

WILLIAMS, S.N., S.J. SCHAEFER, M.L. CALVACHE & D. LÓPEZ (1992). Global carbon dioxide emission to the atmosphere by volcanoes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56: 1765-1770.

WILLIAMS-JONES, G., J. STIX, M. HEILIGMANN, A. CHARLAND, B. SHERWOOD LOLLAR, N. ARNER, G. GARZÓN, J. BARQUERO & E. FERNÁNDEZ (2000). A model of diffuse degassing at three subduction-related volcanoes. *Bull. Volcanol.* 62: 130-142.