

LA ERUPCIÓN Y EL TUBO VOLCÁNICO DEL VOLCÁN CORONA (LANZAROTE, ISLAS CANARIAS)

J.C. Carracedo^{1*}, B. Singer², B. Jicha², H. Guillou³, E. Rodríguez Badiola⁴, J. Meco⁵,
F. J. Pérez Torrado⁵, D. Gimeno⁶, S. Socorro⁷ y A. Láinez⁸

RESUMEN

La isla de Lanzarote, situada en el extremo oriental de la alineación del punto caliente de las Canarias, ha tenido escasa actividad eruptiva de rejuvenecimiento en el Holoceno, posiblemente reducida a las erupciones de 1730 y 1824, hecho que concuerda con el avanzado estado post-erosivo de la isla. La datación de la erupción del Volcán Corona, aparentemente el evento volcánico anterior en Lanzarote a las erupciones históricas, ha dado una edad media ponderada $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $21 \pm 6,5$ ka. Esta edad concuerda con las observaciones geológicas, particularmente las circunstancias de formación del tubo volcánico de 7,6 km de longitud y hasta 25 m de diámetro que se formó en las primeras fases de la erupción. El último tramo de 1,6 km está sumergido, finalizando a una profundidad de > 80 m. Nuestra interpretación es que el tubo volcánico activo no pudo alcanzar esa profundidad circulando por un medio subacuático, sino que fluyó por una plataforma costera al menos 1,6 km más extensa y al menos 80 m más baja que la costa actual, circunstancia que sólo ha podido darse en coincidencia con un pronunciado descenso del nivel marino en un máximo glacial, con toda probabilidad el último, hace unos 20 ka. La subsiguiente transgresión inundó el tubo hasta el nivel actual. La edad de la erupción queda pues limitada por las edades radioisotópicas en $21 \pm 6,5$ ka y, concordantemente, por el máximo descenso del nivel marino, registrado entre unos 18 y 21 ka. El estudio de la erupción del Corona establece hitos importantes en la historia volcánica de la isla de Lanzarote y aporta evidencia significativa de los cambios del nivel marino ocurridos en las Canarias en relación con las glaciaciones.

Palabras clave: *Volcán Corona, Lanzarote, Islas Canarias, edades radioisotópicas, luminosidad IRSL, cambios climáticos, cambios del nivel marino, tubos volcánicos, tubos volcánicos sumergidos*

ABSTRACT

The island of Lanzarote, located at the eastern, oldest edge of the Canarian hotspot island-chain, has very sparse Holocene rejuvenation volcanism, possibly restricted to the 1824 and 1730 eruptions, in agreement with the mature post-erosional stage of the island. The dating of the Corona Volcano, possibly the most recent eruptive event in the island before the historic eruptions, gives a mean $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 21 ± 6.5 ka. This age agrees with the geological observations and the study of the Corona Volcano, particularly the large lava tube (7.6 km long, up to 25 m in diameter) formed in the initial stages of the eruption. The last 1.6 km of this lava tube are at present submerged, ending at a depth of at least 80 m below the present sea level. Our interpretation is that the active lava tube could not have reached that depth and, therefore, the submerged part of the tube formed as the lava flowed on a coastal platform at least 1.6 km wider and at least 80 m below the present

* *Autor al que dirigir la correspondencia.*

¹ Estación Volcanológica de Canarias (IPNA-CSIC), La Laguna, Tenerife, España «jcarracedo@ipna.csic.es».

² Department of Geology & Geophysics, University of Wisconsin-Madison, USA.

³ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA-CNRS, Francia.

⁴ Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, España.

⁵ Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España.

⁶ Universidad de Barcelona, España.

⁷ Museo de Ciencias Naturales de Tenerife, España.

⁸ Grupo de Espeleología de Canarias Benisahare, Tenerife, España.

sea level, a circumstance that could only have been possible coinciding with a period of low sea-level stand related to a maximum glacial, most probably the last one, at about 20 ka. The subsequent rise in sea level left the coastal platform and the end of the lava tube submerged. The age of the Corona Volcano eruption is constrained by the radioisotopic determinations in 21 ± 6.5 ka and, concordantly, by the low sea-level stand recorded between about 18 and 21 ka. The Corona Volcano eruption and lava tube therefore provide clear evidence of changes in sea level in the Canaries in relation to glaciations, and establish important constraints in the volcanic history of the island of Lanzarote.

Key words: *Corona Volcano, Lanzarote, Canary Islands, radioisotopic ages, IRSL dating, climatic changes, sea level changes, submerged lava tube.*

Introducción

La erupción del Corona se ha considerado generalmente muy reciente —de apenas unos miles de años— por el aparente buen estado de conservación de las coladas, aunque no había datos geocronológicos en sustento de esta estimación. Por otra parte, las observaciones de campo parecen indicar que la actividad del grupo La Quemada-Corona-Los Helechos podría ser la única actividad eruptiva ocurrida en Lanzarote antes de la de 1730. Si mediante la datación de este grupo volcánico se prueba que la actividad eruptiva de la isla en los últimos 90-100 ka es, en efecto, tan escasa, supondría armonizar el comportamiento de Lanzarote con el propio de una isla oceánica de punto caliente en un avanzado estado de desarrollo post-erosivo —en cuyo escenario geológico la actividad eruptiva debería ser muy espaciada y prácticamente residual—, puesto en duda al considerarse esta isla muy activa en época reciente. Si la erupción del Corona es considerablemente más antigua de lo estimado —así como el grupo La Quemada-Los Helechos—, la actividad eruptiva holocena de Lanzarote quedaría reducida a la erupción de 1730, peculiar en muchas de sus características (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991; Carracedo *et al.*, 1992; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993), y la de 1824, que puede considerarse una secuela de la anterior, con una magnitud y volumen de productos emitidos poco importantes. Es, pues, de interés el estudio de esta última fase de actividad volcánica de Lanzarote, tanto por lo que significa para el mejor conocimiento de la historia geológica de la isla, como por lo que puede suponer de evidencia adicional en la comprensión de la evolución geológica de las Islas Canarias.

La determinación de la edad del Corona se ha podido contrastar con observaciones geológicas. Convenientemente, se dan circunstancias en el desarrollo de esta erupción que permiten contrastar la exactitud de estas dataciones con estructuras volcánicas cuya edad puede determinarse por su asociación a cambios climáticos de edad conocida: las glacitaciones y su consecuencia, los pronunciados

descensos en el nivel del mar. En este trabajo se presenta evidencia que relaciona la ocurrencia de la erupción del Corona con uno de los máximos glaciales, con toda probabilidad el último, acaecido hace unos 20 ka. Correlativamente, se aporta evidencia de la presencia en Canarias de importantes descensos del nivel del mar (unos 100 m) en correspondencia con la última glaciación, aspecto que no quedó tan claramente evidenciado en los estudios realizados en las islas occidentales de La Palma y El Hierro (Carracedo *et al.*, 1998, 1999; Calvet *et al.*, 2000, 2003).

Marco geológico y trabajos previos

Las islas de Lanzarote y Fuerteventura —geológicamente una única isla, ya que el estrecho de La Bocaina que las separa apenas alcanza 40 m de profundidad— forman el extremo oriental de la alineación de islas formada por la actividad de un punto caliente (ver recuadro inferior en la fig. 1). Son asimismo las más antiguas (Abdel Monem *et al.*, 1971; Coello *et al.*, 1992), en consonancia con el aumento progresivo de edad de las islas en sentido oeste-este, derivado de la actividad de este punto caliente en una placa —la Placa Africana— de muy lenta velocidad de desplazamiento, como han enunciado diversos autores (Carracedo, 1979, 1999; Carracedo *et al.*, 1998, 2002; Hoernle and Schmincke, 1993; Hoernle *et al.*, 1991, 1995; Oyarzun *et al.*, 1997). Este marco geodinámico explicaría la escasa actividad eruptiva reciente (por ej. en el Holoceno) en Lanzarote-Fuerteventura —en una fase post-erosiva muy avanzada— en comparación con las islas centrales y, particularmente, las de La Palma y El Hierro, en la fase juvenil de desarrollo en escudo (ver síntesis en Carracedo *et al.*, 2002).

Lo que hoy es la isla de Lanzarote se ha formado por la yuxtaposición de dos grandes escudos volcánicos independientes —los escudos de Los Ajaches y Famara— levantados en el Mioceno Superior y el Plioceno: (Fúster *et al.*, 1968; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993). Después de un largo período

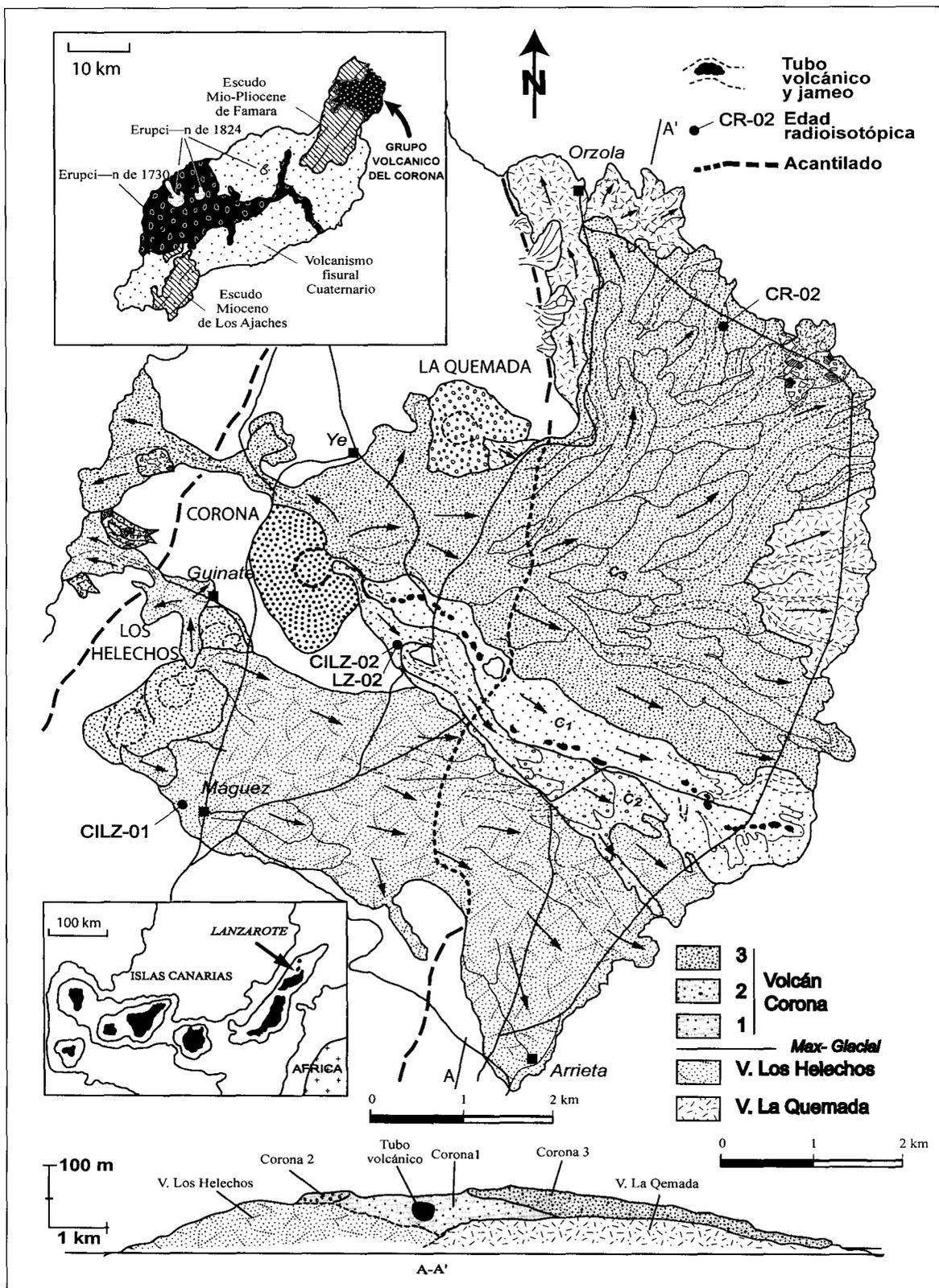


Fig. 1.—Mapa geológico del grupo La Quemada-Corona-Los Helechos, con indicación de la localización de las muestras datadas.

de reposo eruptivo, la etapa post-erosiva dio lugar a abundantes erupciones basálticas fisurales que conectaron ambos escudos para formar la isla de Lanzarote de forma parecida a como es actualmente (ver recuadro superior en la fig. 1). En la etapa más reciente de actividad volcánica (equivalente a la Serie IV de Fúster *et al.*, 1968) se producen las erupciones que dan lugar a la alineación La Quemada-Corona-Los Helechos en el escudo Mio-Plioceno de Famara, en la parte NE de la isla, y dos erupciones históricas —en 1730-36 y en 1824— que se sitúan en una alineación, Carracedo *et al.* (1992), en la parte central de la isla de Lanzarote (ver recuadro superior en la fig. 1). El fuerte contraste de color entre las coladas de estas erupciones recientes de intenso color negro y el sustrato (constituido por formaciones muy antiguas, recubiertas en gran parte por suelos, caliches y arenas eólicas), así como la presencia en superficie de elevadas temperaturas (> 600 °C) asociadas a anomalías térmicas residuales de la erupción de 1730 (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991) explican la consideración general de Lanzarote como una isla de gran actividad eruptiva reciente, aunque ésta sea en realidad, como se ha indicado, muy reducida.

Aunque las erupciones de 1730 y 1824 han sido estudiadas en detalle (Carracedo *et al.*, 1990, 1992; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991; Thomas *et al.*, 1999), no ha ocurrido lo mismo con las de la alineación volcánica La Quemada-Corona-Los Helechos. La erupción del Corona formó un tubo volcánico de hasta 25 m de diámetro y 7.600 m de longitud —con los últimos 1.600 m sumergidos—, lo que lo convierte en uno de los más interesantes y espectaculares tubos volcánicos que se conocen y una de las estructuras volcánicas más visitadas de Canarias. Este tubo volcánico ha sido descrito por Bravo (1964) y Macau Vilar (1965). Una precisa y detallada descripción morfométrica del tubo ha sido realizada por Montoriol-Pous y De Mier (1969), mientras que la parte sumergida ha sido explorada y descrita por Mendo y Ortega (1988).

Las edades publicadas del Corona no corresponden a procesos directamente relacionados con la erupción, sino a sedimentos con fauna (Zazo *et al.*, 1997, 2002), que no están bajo las lavas del Corona sino claramente apoyados en ellas, o a suelos que engloban depósitos de lapilli supuestamente asociados a esta erupción (Zöller *et al.*, 2003), pero que corresponden en realidad a materiales retrabajados de conos mucho más antiguos. En este trabajo, en cambio, se datan las propias lavas del Corona y se asigna una edad a la erupción en función de las circunstancias que acompañan a la formación de unos de sus rasgos más característicos: el tubo volcánico sumergido.

La alineación volcánica La Quemada-Corona-Los Helechos

La única actividad cuaternaria en el escudo Mio-Plioceno de Famara parece ser este grupo de centros eruptivos basálticos de La Quemada-Corona-Los Helechos. Los conos volcánicos siguen una definida alineación NE-SO, paralela y muy cercana al acantilado de Famara, tajo de unos 600 m de altura que disecciona por el oeste el escudo volcánico antiguo (fig. 1). Esta alineación parece ser importante no sólo en Famara sino en toda la isla desde el Cuaternario, ya que la mayoría de la actividad post-erosiva de Lanzarote tiende a adaptarse a esta dirección dominante.

El centro eruptivo más antiguo de la alineación volcánica es Mña. Quemada, cuyo cono y coladas aparecen semienterradas por las lavas del Corona y por amplios abanicos de piedemontes procedentes del flanco oriental del macizo antiguo de Famara. El segundo centro de emisión es el de Los Helechos, en realidad un grupo apretado de bocas eruptivas, cuyas lavas fluyen hacia el oeste, derramándose por el acantilado de Famara, y por el este, donde forma una amplia plataforma costera (fig. 1). El cono del Corona, situado entre los anteriores, es el último de la alineación en formarse y sus coladas discurren también hacia el oeste, formando espectaculares cascadas de lava en el acantilado de Famara, y hacia el este, entre las coladas precedentes de La Quemada y Los Helechos (ver mapa principal de la fig. 1).

En conjunto, las lavas de estos volcanes fosilizan casi completamente el acantilado de unos 200 m de altura que bordea el macizo de Famara por el este (indicado en la fig. 1), formando una plataforma costera de unos 30 km², que descansa a su vez sobre una amplia rasa de abrasión marina, excavada en el flanco oriental del macizo antiguo.

La morfología de los conos y coladas es similar a la del resto de la actividad efusiva fisural del Cuaternario de Lanzarote. Sin embargo, el Corona presenta peculiaridades en sus parámetros morfométricos, en las características petrológicas y geoquímicas de sus lavas, y de forma destacada, en las dimensiones y condiciones de formación del mencionado tubo volcánico.

Características petrológicas y geoquímicas de las lavas del grupo La Quemada-Corona-Los Helechos

Las erupciones fisurales de la alineación volcánica La Quemada-Corona-Los Helechos presentan variaciones composicionales desde basanitas a basaltos, como ya fue señalado por Ibarrola y López

Ruiz (1967) y Fúster *et al.* (1968) que encuadran este volcanismo dentro de las Series Recientes (Serie IV) de Lanzarote. Las características y rangos composicionales de este grupo volcánico cuaternario se sintetizan en el diagrama proyectivo TAS (fig. 2) elaborado a partir de los datos analíticos indicados en la tabla 1, representativos de los diferentes episodios volcánicos establecidos en la figura 1 y cuyas características mineralógicas más significativas se recogen en la tabla 2.

La actividad volcánica de Mña. Quemada se inicia con la emisión de basaltos alcalinos, con lavas basálticas vesiculares en las que predominan fenocristales de olivino (Fo_{85}) en una matriz microcristalina constituida por láminas de plagioclasa (An_{51}), y microcristales de olivino, clinopiroxenos y óxidos.

Los materiales lávicos emitidos por el grupo de Los Helechos se caracterizan por corresponder en su mayor parte a basanitas con tendencias traquibasálticas, lavas constituidas por numerosos fenocristales de olivino (Fo_{85}) en una matriz hipocristalina con microlitos de clinopiroxeno, óxidos y escasos microcristales de plagioclasa.

La erupción del Corona, presenta una mayor diversidad composicional, tanto petrográfica como geoquímica. Las lavas iniciales (C_1 en la fig. 1), que corresponden al episodio que forma el tubo volcánico, se emiten en diferentes etapas como se reconstruye de forma esquemática en la figura 3. Las lavas iniciales que configuran el tubo volcánico se apoyan sobre materiales basaníticos procedentes de Los Helechos (CRJ-9 en la fig. 3), contacto delimitado por la presencia de niveles de piroclastos *almagrizados* que son recubiertos por las coladas de basaltos alcalinos que constituyen las paredes y el fondo del tubo volcánico (CRJ-3, CRJ-7b, CRJ-8 en la fig. 3). Sobre estos materiales lávicos discurre un flujo de coladas de basaltos subalcalinos, que se caracterizan por ser altamente vesiculares y presentar claros restos de oxidación (CRJ-4 a CRJ-7a en la fig. 3), materiales que se conservan como restos de lava adheridos a las paredes del tubo (forro del tubo o *lining*). En el interior del tubo volcánico se corresponden con las coladas superiores T-1 en el diagrama TAS de la figura 2, que discurren sobre basaltos alcalinos (T-2) y fosilizan el substrato constituido por los materiales basaníticos de Los Helechos (T-100), que sólo presentan manchas de alteración superficial sin que hayan sido afectados por procesos de oxidación térmica.

Los materiales basálticos subalcalinos de tendencias toleíticas y con hiperstena normativa (tabla 1), quedan prácticamente restringidos a las lavas que han fluido por el interior del tubo. Petrográficamente corresponden a basaltos micro-plagioclásicos muy vesiculares, con cristales laminares de plagioclasa

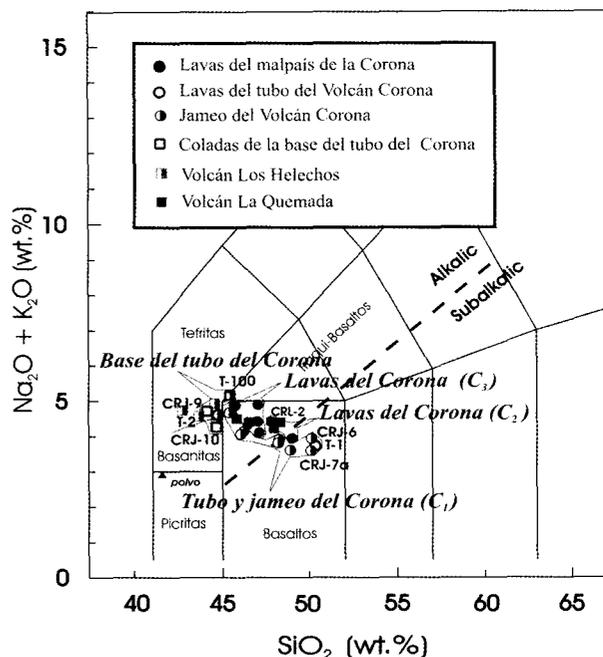


Fig. 2.—Diagramas TAS (*Total Alkalies vs. Silica*) de lavas representativas de las diferentes fases de la erupción del Corona (Le Bas *et al.*, 1986) y Le Maitre *et al.*, 1989).

clasa ($< 0,45$ mm) de composición An_{52-64} , algunos cristales oxidados de olivino (Fo_{84}) y un contenido significativo en óxidos. Las lavas que forman el techo del tubo (CRJ-1 en la fig. 3) son menos vesiculares y más máficas que las del interior del tubo, presentan fenocristales de olivino (Fo_{84}) sobre una matriz microcristalina constituida por láminas de plagioclasa (An_{64}), olivino, clinopiroxenos y opacos de magnetita titanífera e ilmenita.

Por otra parte, las paredes del tubo volcánico están tapizadas por depósitos de polvo (muestra «polvo» en la fig. 2) constituida por yeso, ya señalado por Montoriol-Pous y De Mier (1969), y un acumulado de fases minerales identificadas por DRX como ceolitas, plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos, óxidos y sulfuros de hierro.

La segunda fase eruptiva del Corona (C_2 en la fig. 1) es de menor extensión y está constituida por basaltos de tendencia subalcalina con características petrográficas y geoquímicas semejantes a las observadas en las lavas del techo del tubo. Estas lavas presentan numerosos fenocristales de olivino idiomorfo con una matriz microcristalina algo fluidal constituida por láminas de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos.

La tercera y última fase efusiva del Corona (C_3 en la fig. 1), de mayor volumen y extensión está representada por las lavas que forman la plataforma

Tabla 1.—Análisis químicos de muestras correspondientes al grupo volcánico La Quemada - Los Helechos y el volcán Corona

Muestra Tipo de roca	Lavav del volcán La Quemada					Lavav del volcán Los Helechos						Base tubo volcánico			Tubo del Corona (C ₁)	
	Q1 B-alk	Q2 B-alk	Q3 B-alk	Q4 B-alk	Q10 B-alk	HL-1 Bsn-TB	HL-3 Bsn	HL-4 Bsn	HL-5 Bsn	HL-6 Bsn	HL-7 Bsn	CRJ-9 Bsn	CRJ-10 Bsn	T-100 Bsn-TB	T-1 B-subalk	T-2 B-alk
SiO ₂	46.51	45.82	47.91	48.27	45.47	45.36	44.56	44.67	42.66	43.65	44.64	44.22	44.72	45.53	50.19	44.70
TiO ₂	2.67	2.82	2.46	2.42	2.72	2.79	3.05	3.00	3.35	2.98	3.04	3.08	2.72	3.03	2.46	3.35
Al ₂ O ₃	14.66	12.78	13.40	13.39	12.87	14.40	12.32	12.59	11.59	12.31	12.88	13.68	12.68	13.27	14.12	12.03
Fe ₂ O ₃	3.57	2.45	2.14	3.55	4.35	3.66	3.59	2.73	4.26	3.57	2.92	6.58	10.22	3.09	8.26	8.91
FeO	7.68	9.15	9.17	7.69	7.28	7.53	8.54	9.28	8.94	8.84	9.21	4.59	2.51	8.10	0.93	2.73
MnO	0.17	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17	0.19	0.19	0.22	0.20	0.19	0.18	0.19	0.18	0.15	0.19
MgO	10.19	10.98	9.39	9.75	10.51	10.74	10.90	11.64	11.82	11.93	11.56	12.03	10.29	10.53	9.16	11.71
CaO	9.36	9.76	9.68	9.83	10.80	9.66	10.21	10.13	10.76	10.54	10.21	9.51	10.91	10.53	9.35	10.49
Na ₂ O	3.39	3.40	3.43	3.63	3.61	3.88	3.69	3.41	3.30	3.28	3.31	4.22	3.68	4.53	2.80	3.42
K ₂ O	1.03	1.13	0.82	0.78	1.11	1.20	1.25	1.19	1.41	1.27	1.20	0.54	0.62	0.64	0.89	1.18
P ₂ O ₅	0.74	0.73	0.72	0.64	0.93	0.77	0.83	0.76	0.91	0.78	0.69	1.03	0.86	1.04	0.68	0.95
LOI	0.05	0.09	0.08	0.01	0.05	0.05	0.15	0.15	0.28	0.09	0.08	0.85	0.76	0.25	0.52	0.49
Total	100.02	99.29	99.37	100.13	99.88	100.21	99.28	99.74	99.50	99.44	99.93	100.51	100.16	100.71	99.51	100.15
Mg #	65.4	66.2	63.1	64.4	65.5	66.8	65.2	66.7	65.2	66.7	66.4	69.8	64.0	66.2	68.9	68.8
ne [hy] (CIPW)	4.0	6.3	1.4	2.8	9.0	10.0	10.6	9.2	12.8	11.0	9.0	10.5	8.7	11.8	[20.3]	8.7
Cr	420	476	409	400	497	407	485	510	454	561	463	471	538	489	423	522
Ni	249	300	220	236	309	247	282	296	290	306	280	296	268	287	229	275
Co	48	52	44	49	42	60	52	62	56	63	63	63	45	59	45	63
V	169	176	155	187	213	215	226	251	269	258	242	276	246	254	245	327
Cu	44	40	49	55	81	59	56	67	71	69	71	54	45	95	68	74
Rb	17	15	13	12	13	25	31	29	33	31	22	17	29	14	14	23
Ba	392	424	385	363	391	445	479	514	590	548	527	599	518	521	419	561
Sr	650	687	712	693	825	712	796	789	856	812	745	761	792	753	624	784
Nb	55	64	53	49	56	57	64	63	72	64	59	71	70	60	52	76
Zr	200	213	148	200	223	217	253	264	280	253	250	259	249	240	207	287
La	42	49	46	50	55	51	60	63	73	63	58	55	59	58	48	70
Ce	69	80	75	80	98	76	95	106	123	98	85	95	106	105	92	118

Q-1. Muestra de lava de la pared del túnel.

Q-2. Afloramiento en forma de torre.

Q-3. Coladas finales de la Quemada.

Q-4. Coladas superiores de la rasa marina de Orzola.

Q-10. Cra. Orzola - Jameos del Agua Punta Escamas.

HL-1. Colada final sobre piroclastos.

HL-3. Colada de la parte central del afloramiento.

HL-4. Lava en cascada sobre basaltos miocenos.

HL-5. Lava hacia el acantilado de Famara.

HL-6. Colada junto a la carretera del Mirador del Río.

HL-7. Colada en la carretera de Arrieta (km 1).

CRJ-9. Colada inferior del Jameo con piroclastos almagrazados y niveles de cantos.

CRJ-10. Coladas de base del Jameo anteriores a la formación del túnel (pre-Corona).

T-100. Roca de caja del interior del tubo con manchas de alteración.

T-1. Colada vesicular en interior del tubo volcánico.

T-2. Colada inferior del interior del tubo volcánico.

lávica conocida como «Malpaís del Corona». Corresponden a basaltos alcalinos porfídicos con fenocristales predominantes de olivino (Fo₈₅₋₈₆) englobados en una matriz de vítrea a microcristalina constituida por cristales aciculares de plagioclasa, clinopiroxenos y opacos. En este episodio eruptivo se observan con relativa frecuencia enclaves de rocas ultramáficas.

En su conjunto, los materiales lávicos de la alineación volcánica La Quemada-Corona-Los Helechos presentan características petrográficas y geo-

químicas que los encuadran dentro del espectro composicional del volcanismo cuaternario de la Isla de Lanzarote (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993) habiéndose generado bajo las condiciones de presión-temperatura y viscosidad que se indican en la tabla 2, valores que los sitúan dentro del rango establecido por Armienti *et al.* (1991) para los magmas basálticos primitivos de Lanzarote. Las lavas correspondientes a la alineación volcánica La Quemada-Corona-Los Helechos se caracterizan por su escasa evolución, indicada por los valores de Mg#

Tabla 1.—Análisis químicos de muestras correspondientes al grupo volcánico La Quemada - Los Helechos y el volcán Corona (cont.)

Muestra Tipo de roca	Lavas del "Jameo de la Gente" en el canal del Corona (C1)								Polvo del tubo POLVO PC	Lavas (C2)		Lavas del malpaís del Corona (C3)				
	CRJ-1 B-subalk	CRJ-3 B-alk	CRJ-4 B-subalk	CRJ-5 B-subalk	CRJ-6 B-subalk	CRJ-7a B-subalk	CRJ-7b B-alk	CRJ-8 B-alk		CRL-2 B-subalk	CRL-3 B-alk	CRL-1 B-alk	CRL-4 B-alk	CRL-5 B-alk	CRL-8 B-alk	CRL-9 B-alk
SiO ₂	48.35	46.27	48.28	49.02	50.21	50.17	45.51	46.10	41.71	49.07	47.52	45.42	47.00	46.29	46.73	46.77
TiO ₂	2.63	2.35	2.31	2.23	2.15	2.15	2.42	2.29	3.06	2.47	2.63	2.78	2.53	2.45	2.51	2.65
Al ₂ O ₃	13.33	12.89	14.91	14.65	15.13	15.27	13.90	13.91	10.60	14.04	12.48	12.11	12.95	13.91	13.60	13.84
Fe ₂ O ₃	4.30	7.04	8.10	10.36	9.98	9.09	9.21	5.43	12.38	2.28	9.74	4.12	2.94	3.00	4.01	3.40
FeO	7.09	4.17	2.51	0.43	0.31	1.25	1.89	4.76	-	8.29	2.06	7.83	8.76	8.56	8.62	7.76
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.17	0.15	0.20	0.16	0.18	0.19	0.18	0.16	0.16	0.16
MgO	9.25	9.54	10.28	10.30	9.00	9.35	11.03	9.90	12.78	10.09	10.84	11.31	9.98	10.46	9.81	9.93
CaO	9.67	10.63	8.97	8.83	7.78	8.29	9.95	8.66	11.96	9.60	10.02	10.79	10.39	10.66	10.20	10.25
Na ₂ O	3.17	3.44	3.14	3.04	3.25	3.02	3.73	3.39	2.46	3.11	3.33	3.56	3.26	3.38	3.45	3.67
K ₂ O	0.85	0.73	0.77	0.69	0.75	0.59	0.97	0.73	0.42	0.88	0.95	1.08	0.79	0.87	0.84	1.10
P ₂ O ₅	0.59	0.64	0.73	0.51	0.41	0.42	1.00	0.64	0.98	0.65	0.69	0.95	0.64	0.77	0.75	0.66
LOI	1.10	2.46	0.59	0.46	0.73	0.45	0.43	3.27	3.20	0.05	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
Total	100.50	100.33	100.75	100.68	99.85	100.20	100.21	99.23	99.75	100.69	100.47	100.19	99.47	100.57	100.73	100.25
Mg #	63.5	64.8	68.0	68.1	66.2	66.8	68.7	67.5	70.0	66.4	67.0	66.5	63.9	65.3	63.5	65.0
ne [hy] (CIPW)	[1.8]	4.9	[4.9]	[9.8]	[18.4]	[20.5]	7.9	0.9	6.7	[3.6]	3.3	9.1	3.3	6.1	4.5	7.1
Cr	465	395	439	436	389	377	494	426	579	400	506	534	417	450	460	443
Ni	254	240	254	269	221	218	300	250	320	230	287	283	227	242	249	262
Co	57	51	57	49	46	47	49	62	69	47	52	56	49	58	44	45
V	197	140	182	202	195	187	203	194	212	148	215	161	198	193	206	222
Cu	76	44	56	65	38	45	61	68	116	80	62	79	80	85	85	76
Rb	18	14	11	13	22	14	15	21	24	17	19	23	18	18	18	24
Ba	411	345	392	363	253	269	514	437	490	374	466	469	406	268	255	264
Sr	658	693	605	530	440	441	840	648	798	669	729	860	757	782	729	640
Nb	49	49	50	46	36	33	66	48	73	50	58	64	49	47	43	49
Zr	199	195	207	154	148	177	185	174	269	187	184	230	176	226	217	210
La	44	40	43	30	24	26	65	48	65	46	62	69	53	47	50	40
Ce	67	72	71	56	41	37	105	76	110	70	99	100	84	94	80	71

CRJ-1. Colada superior del Jameo de La Gente. POLVO. Recubren las paredes del tubo. CRL-1. Coladas del Corona que rodean al Volcán de La Quemada.
 CRJ-3. Colada sobre pahoehoes. CRL-2. Colada vacuolar sobre piroclastos. CRL-4. Colada sobre rasa marina al este de Orzola.
 CRJ-4. Colada de pahoehoes. CRL-3. Bloque correspondiente a la colada final. CRL-5. Coladas sobre los Jameos de Arriba.
 CRJ-5. Colada intermedia. CRL-8. Coladas junto a las Tabaibitas.
 CRJ-6. Colada inferior. CRL-9. Cra. Orzola - Jameos del Agua Punta Prieta.
 CRJ-7a. Colada rubrefractada con marcada oxidación.
 CRJ-7b. Colada vacuolar con escorias.
 CRJ-8. Colada de base de 1.5 - 2 m sobre niveles de escorias.

Análisis químicos realizados mediante AA y FRX sobre roca total. La clasificación de las rocas volcánicas y valores normativos CIPW para (Fe₂O₃/FeO = 0.15) han sido calculados con el programa "SINCLAS" de Verma *et al.* (2002). Tipos de rocas: Bsn = Basanitas, TB= Traqui-Basaltos, B-alk = Basaltos alcalinos, B-subalk = Basaltos subalcalinos.

(63,1-69,8) junto a los contenidos relativamente elevados en Ni (218-320) y Cr (377-579) que apoyan su carácter primario. Sus variaciones composicionales (ver diagramas de variación de la fig. 4) se correlacionan principalmente con incrementos en contenidos en SiO₂, desde los términos basaníticos correspondientes a los materiales lávicos de Los Helechos hasta los materiales basálticos subalcalinos correspondientes a las lavas del tubo del Corona, quedando los materiales de La Quemada y la mayor parte de los materiales lávicos finales del Corona encua-

drados en el campo de los basaltos alcalinos. Los contenidos en componentes mayoritarios tienden a presentar correlaciones inversas respecto a los incrementos en SiO₂, tendencias que se reflejan en los elementos compatibles, pero que asimismo se corresponden con las disminuciones relativamente significativas que presentan los elementos típicamente incompatibles y las tierras raras ligeras.

En definitiva, estas tendencias evolutivas reflejarían pequeñas variaciones en el grado de fusión y presión que condicionan la generación y profundidad de

Tabla 2.—Análisis químicos de fases minerales representativas de lavas de La Quemada, Los Helechos y del Volcán Corona

Muestra	Q-1	HL-1	CRL-8	CRL-9	Olivino			T-2
					CRJ1	CRJ8	CRJ9	
SiO ₂	39.87	39.95	38.93	39.93	39.98	41.60	39.92	40.06
FeO*	14.35	14.49	14.07	14.58	14.98	10.92	11.77	13.06
MnO	0.27	0.27	0.11	—	0.25	0.12	0.20	—
MgO	44.86	45.04	47.34	45.45	45.22	47.88	47.65	46.88
Total	99.35	99.74	100.45	99.55	100.43	100.52	99.54	100
Si	1.004	1.003	0.972	1.000	0.999	1.016	0.993	0.996
Fe ²⁺	0.302	0.304	0.294	0.305	0.313	0.223	0.245	0.272
Mn	0.006	0.006	0.002	0.000	0.005	0.003	0.004	0.000
Mg	1.684	1.685	1.761	1.696	1.684	1.743	1.766	1.737
Fo %	84.8	84.7	85.7	84.7	84.3	88.7	87.8	86.5
Fa %	15.2	15.3	14.3	15.3	15.7	11.3	12.2	13.5
T Mg (olv-liq)	1.304	1.335	1.258	1.296	1.267	1.291	1.358	1.348
P (kb)	15	19	13	15	11	16	23	21
η (P)	41	26	79	63	56	65	38	16

Muestra	Q-1	CRJ-1	Plagioclasa			T-1
			CRJ-6	CRJ-8	CRJ-9	
SiO ₂	55.18	53.79	53.59	55.29	56.67	54.78
Al ₂ O ₃	28.72	28.64	29.98	28.20	27.64	28.51
CaO	10.59	13.35	12.45	9.29	9.46	10.70
Na ₂ O	5.34	4.04	4.89	6.40	6.12	5.14
K ₂ O	0.50	0.30	0.25	0.28	0.18	0.35
Total	100.33	100.12	101.16	99.46	100.07	99.48
Si	9.922	9.745	9.611	10.008	10.165	9.923
Al	6.087	6.117	6.338	6.018	5.845	6.089
Ca	2.040	2.591	2.392	1.802	1.818	2.077
Na	1.861	1.419	1.700	2.246	2.129	1.805
K	0.115	0.069	0.057	0.065	0.041	0.081
An %	50.8	63.5	57.6	43.8	45.6	52.4
Ab %	46.3	34.8	41.0	54.6	53.4	45.6
Or %	2.9	1.7	1.4	1.6	1.0	2.0
T Plag (°C)	1.091	1.066	1.056	1.079	1.088	1.076

Muestra	Q-1	CRJ-1a	Oxidos Ti-magnetita			CRJ-9
			CRJ-1b	CRJ-8	CRJ-8	
SiO ₂	0.61	0.54	0.50	0.52	0.43	0.66
TiO ₂	24.04	27.17	50.59	28.35	31.36	25.37
Al ₂ O ₃	2.69	1.75	1.68	1.32	1.83	3.08
FeO*	66.91	63.74	43.90	66.13	61.52	67.27
MnO	0.73	0.63	0.38	0.37	1.18	0.90
MgO	4.36	5.77	1.87	3.04	4.33	2.19
Total	99.34	99.6	99.92	99.74	100.64	99.48
Si	0.022	0.020	0.012	0.019	0.016	0.024
Ti	0.651	0.736	0.947	0.776	0.850	0.692
Al	0.114	0.074	0.049	0.057	0.078	0.132
Fe ³⁺	0.422	0.257	0.032	0.272	0.058	0.374
Fe ²⁺	1.593	1.664	0.882	1.741	1.796	1.665
Mn	0.022	0.019	0.008	0.011	0.036	0.028
Mg	0.234	0.310	0.694	0.165	0.233	0.118
Usp %	77.1	75.6	—	86.2	98.3	82.1
Ilm %	—	—	95.9	—	—	—
T(°C) mt-ilmm			1.155			

Valores de temperatura calculados según: T- Mg, Ford *et al.* (1983); T-Plag valor medio de Kudo y Weill (1970) y Drake (1976); T mt-ilmm, Rao *et al.* (1991). Los valores de presión P de acuerdo con Albarede (1992) y la viscosidad η según McBirney y Murase (1984).

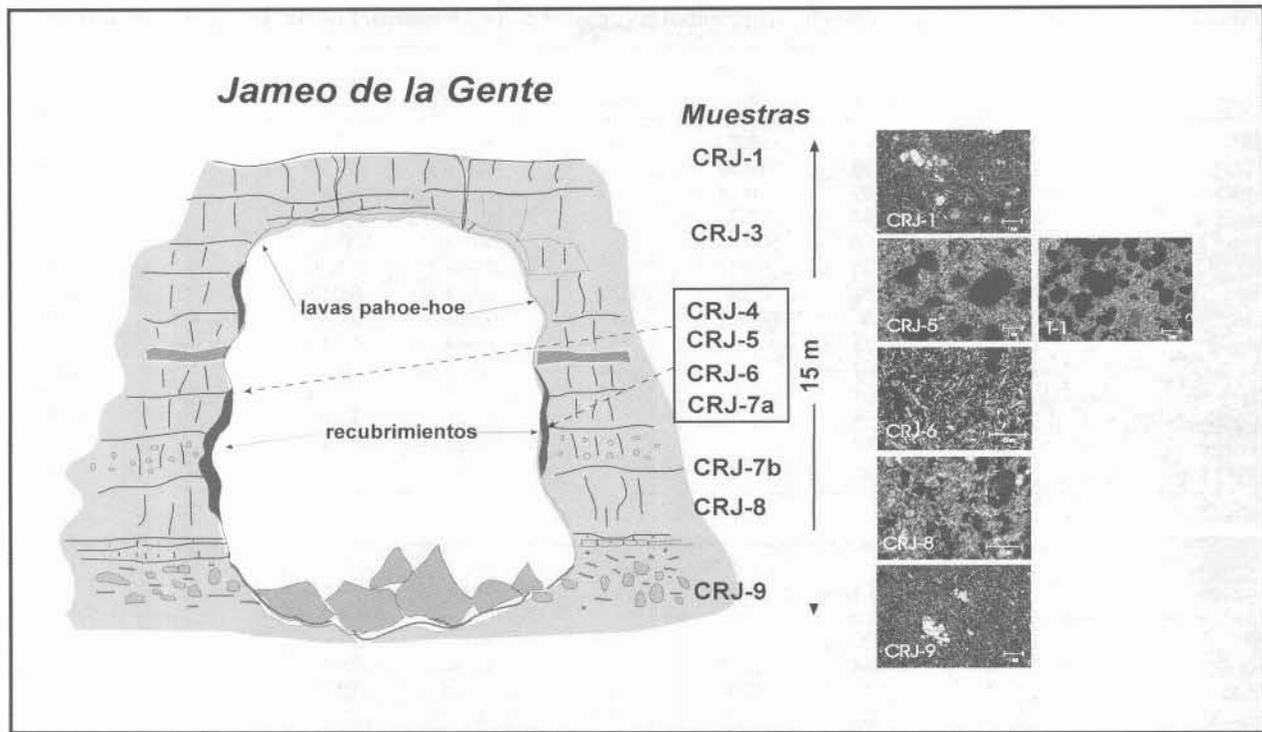


Fig. 3.—Vista en sección del tubo del Corona en el Jameo de la Gente donde se indican las muestras analizadas y fotografías microscópicas de las mismas.

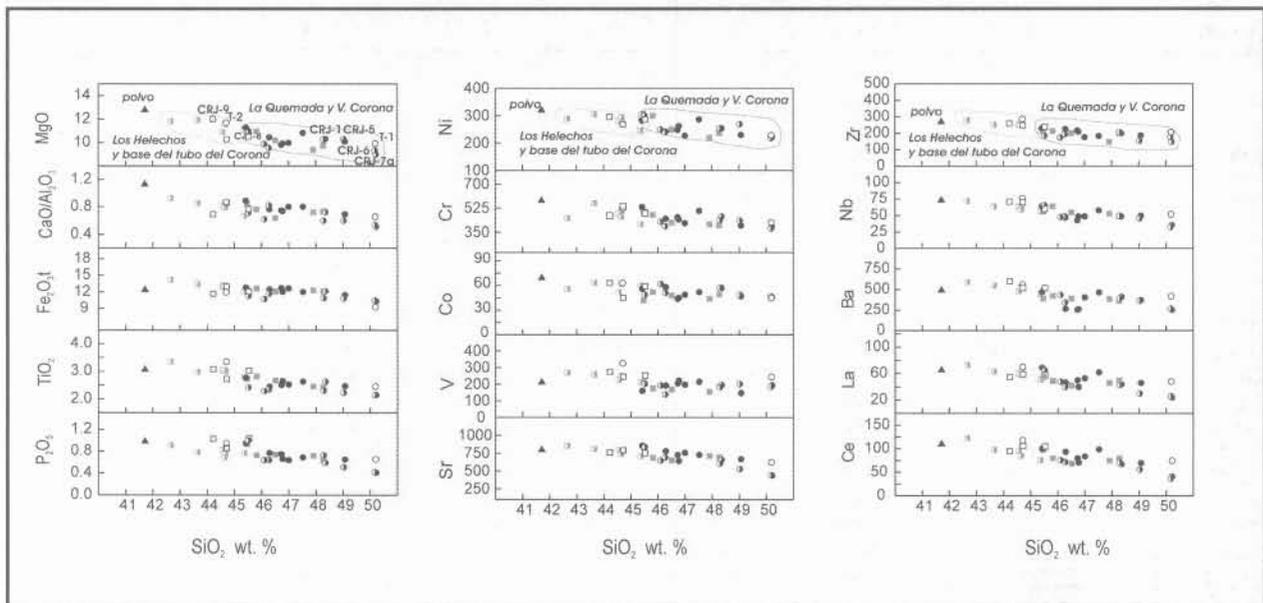


Fig. 4.—Diagramas de variación de elementos mayores y traza vs. SiO₂ de lavas de los volcanes La Quemada, Los Helechos y el Corona. Los símbolos como en la Fig. 2.

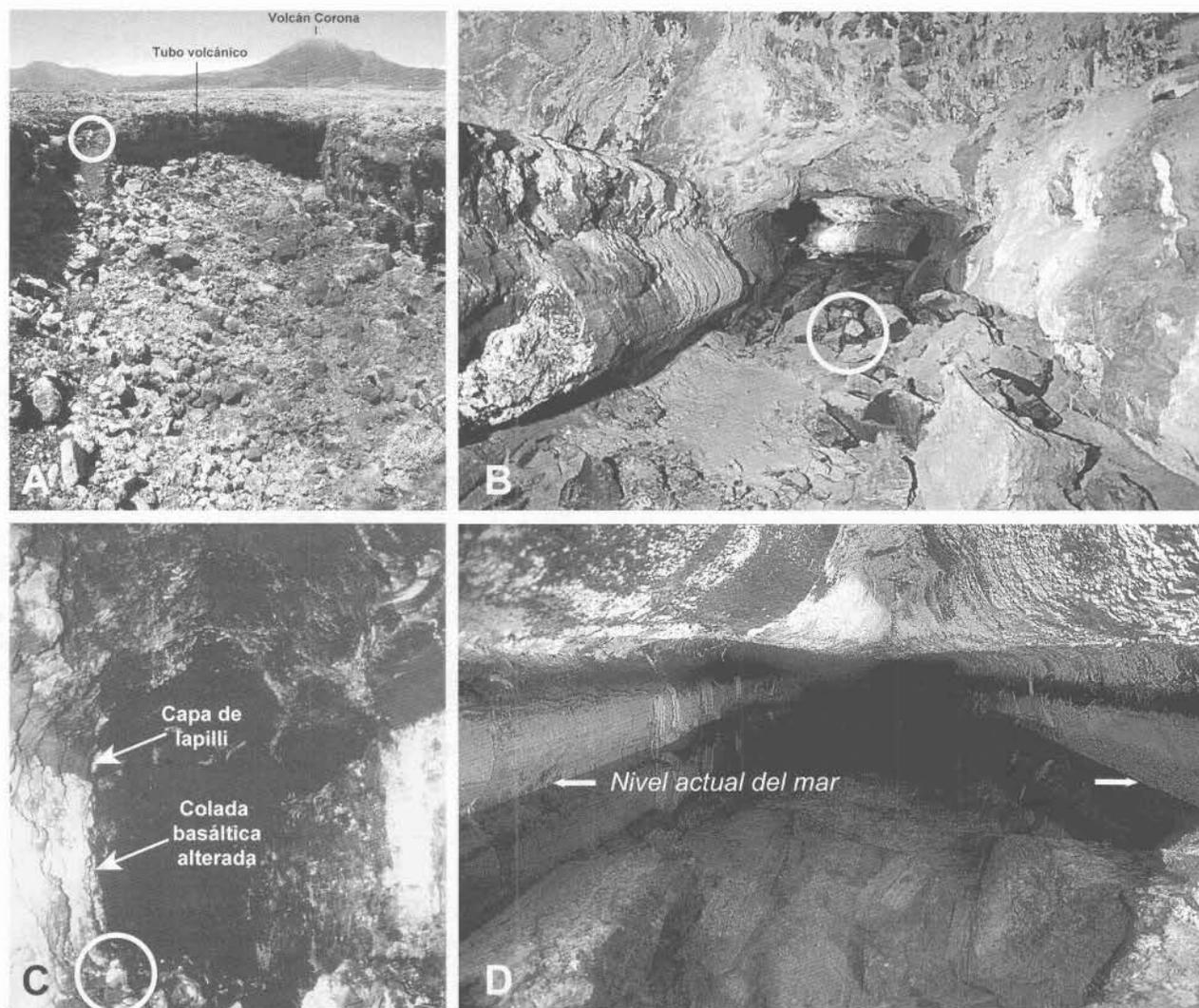


Fig. 5.—Diversas fotografías del exterior y el interior del tubo volcánico del Corona. A) Cono del Corona y jameo. B) Interior del tubo (la figura sentada da idea de la escala). C) Parte del tubo en que se ha desprendido el recubrimiento (*lining*) y puede verse la roca caja, formada por coladas anteriores (muy probablemente de Los Helechos) y una capa de lapilli de las fases iniciales estrombolianas de la erupción del Corona. D) Parte sumergida del tubo indicando el nivel actual del mar.

extracción de los magmas, condiciones que fueron puestas de manifiesto por Carracedo *et al.* (1990) y Carracedo y Rodríguez Badiola (1991) en la erupción de 1730-1736, y confirmadas por Thomas *et al.* (1999) en su estudio isotópico sobre la génesis de magmas prehistóricos e históricos de Lanzarote.

Recientemente estos procesos entre basaltos alcalinos y toleitas transicionales del volcanismo Holoceno de las Islas Canarias han sido relacionados por Lundstrom *et al.* (2003) con adelgazamientos significativos de la litosfera que han permitido que la «pluma» alcance profundidades más someras en las islas orientales.

El volcán Corona

El volcán Corona tiene como centro de emisión un cono con cráter abierto al este y noreste que se asienta en lo alto del macizo de Famara, donde alcanza una elevación de 609 m. (fig. 5 A). La forma cónica regular del cono y su cráter le dan el aspecto que justifica su nombre. Sus dimensiones son significativamente mayores que la media de los conos volcánicos de Canarias. Las medidas que tipifican la morfometría del Corona son: Anchura del cono (W_{co}) = 1.500 m, anchura del cráter (W_{cr}) = 500 m y altura del cono (H_{co}) = 269 m. Las rela-

ciones morfométricas de Porter (1972) H_{co}/W_{co} y W_{cr}/W_{co} son respectivamente de 0,18 y 0,33, comparables con las dimensiones de los conos de cín-der basálticos obtenidas para varias regiones volcánicas (Wood, 1980). Sin embargo, las proporciones del cono del Corona se encuentran entre las mayores obtenidas para los conos basálticos de cín-der, que tiene un límite máximo en el diámetro del cono de 2-2,5 km (Wood, 1980). De acuerdo con Fedotov (1976), estos conos de grandes dimensiones están generalmente relacionados con cámaras magmáticas profundas (35-40 km) y tasas eruptivas elevadas, en correspondencia con el rango de profundidades (48-93 km) obtenidos para la generación de los magmas basálticos de la alineación volcánica La Quemada-Corona-Los Helechos, profundidades estimadas a partir de los valores medios de presión obtenidos a partir del diagrama de Francis y Luden (1990) y los presentados en la tabla 2 según Albaredo (1992).

En la erupción del Corona se pueden definir dos fases principales: 1. Un episodio inicial predominantemente estromboliano en el que se construye el cono volcánico y se formaron depósitos de lapilli en un área extensa alrededor de la boca eruptiva, y 2. Un periodo posiblemente largo de emisión de coladas lávicas (C_1 - C_3 en la fig. 1). La primera de estas fases efusivas (C_1) está constituida por grandes volúmenes de lavas basálticas muy fluidas y con morfología predominantemente pahoe-hoe, emitidas a partir de hornitos situados en el flanco sureste del cono. Las lavas discurrieron directamente hacia el mar canalizadas entre las coladas anteriores de Los Helechos y La Quemada. Es en esta primera fase efusiva cuando se formó el tubo volcánico (ver corte en la fig. 1). Después de un episodio efusivo menor (C_2), de corto recorrido, se produce el aporte de mayor volumen (C_3), con lavas más viscosas y morfologías predominantemente «aa». Estas coladas fluyen directamente del cráter principal, extendiéndose hacia el N y el E de las lavas C_1 , con algunos brazos derramándose en cascada por el acantilado principal de Famara (ver fig. 1).

Una característica de la erupción del Corona que merece resaltarse es que los numerosos canales lávicos (*levees*) presentes en las diversas coladas parecen no interrumpirse bruscamente en el mismo borde del mar, sino que parecen adentrarse mar adentro. Esta circunstancia es particularmente notable en las coladas pahoe-hoe C_1 , que entran en el mar sin cambio observable alguno, como podría esperarse de contacto de la lava con el agua, tales como fragmentación de las lavas, formación de cantiles costeros o interrupción de los canales lávicos.

El tubo volcánico del Corona

El tubo volcánico del Corona comienza en una boca eruptiva en forma de hornito situada en el flanco este del cono. Su trazado sinuoso puede seguirse fácilmente por la presencia de frecuentes desplomes del techo del tubo, localmente llamados «jameos» (*skylights*), a través de los cuales se puede acceder al interior del tubo (figs. 1 y 5 A).

Aunque en las primeras descripciones publicadas se daba una longitud total de este tubo de 6,1 km, finalizando su recorrido al llegar a la costa actual (Bravo, 1964; Macau Vilar, 1965), la exploración submarina realizada por Mendo y Ortega (1988) extendió su longitud en otros 1,6 km mar adentro (fig. 6), con una profundidad medida de más de 80 m.

La detallada descripción morfométrica de este tubo realizada por Montoriol-Pous y De Mier (1969) ilustra la característica complejidad y las frecuentes variaciones en la forma y dimensiones de estas estructuras volcánicas (ver fig. 5 B y C). En las diferentes secciones del tubo que se muestran en la figura 6 se aprecia cómo alcanza secciones de > 25 m, lo que le coloca entre los mayores tubos volcánicos conocidos. Las secciones con doble techo y los colapsos del recubrimiento de las paredes y el techo son asimismo frecuentes, así como abundante ornamentación —estalactitas de lava (*lavacicles*), algunas con la típica forma en «diente de tiburón», superficies barnizadas, etc.

A través de las zonas en las que se han despegado y desplomado lienzos del recubrimiento de las paredes se puede observar la roca caja (fig. 5 C) y cómo ésta se ha visto afectada por el flujo activo de lava durante la formación del tubo volcánico, aspecto que se trata en detalle más adelante.

En la parte inicial del recorrido del tubo la roca caja es un basalto vesicular que forma una potente colada con claros indicios de incipiente meteorización (microfracturación y manchas solares o «*sonnenbrünnen*»). Estas características apuntan a una colada que ha permanecido en afloramiento por un largo tiempo, por lo que es fácil relacionarla con las coladas emitidas por el volcán de Los Helechos, que como ya se ha indicado forman el sustrato sobre el que discurrieron las lavas del Corona. El corte que se indica en la figura 5 C muestra esta colada formando un cantil vertical de unos 5-6 m, recubierta por un nivel de 30-60 cm de lapilli de los estadios estrombolianos iniciales del Corona (ver C en la fig. 5, y B y D en la fig. 6). Esta disposición parece sugerir que se trate de una incisión en la colada de Los Helechos anterior a la erupción del Corona, posiblemente un barranco que se habría excavado en el contacto de las coladas de Los Helechos y la Quemada, y que posiblemente canalizó las

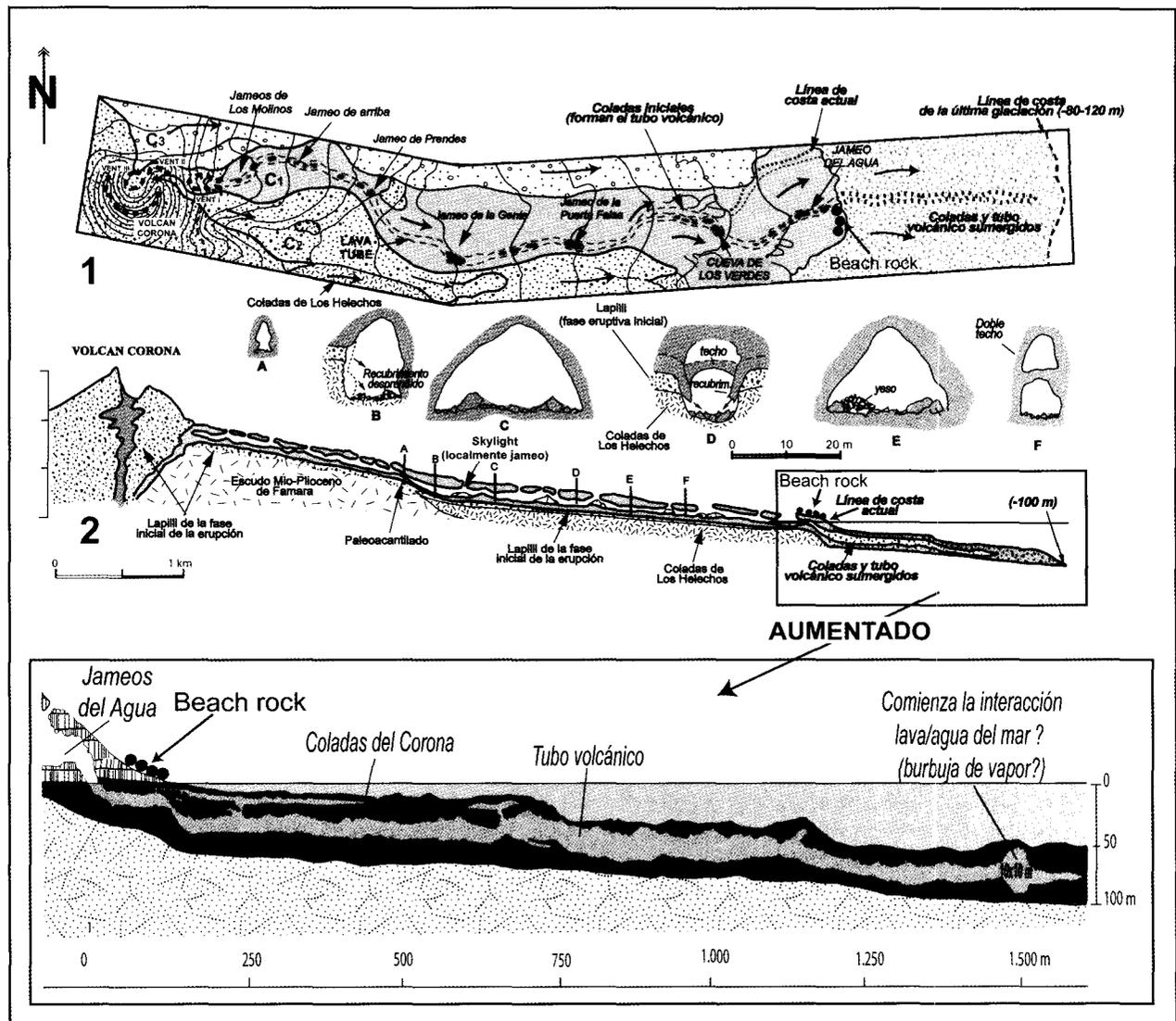


Fig. 6.—Planta y sección longitudinal del tubo del Corona con algunas secciones transversales seleccionadas (modificado de Montoriol-Pous y De Mier, 1969). En el recuadro se muestra una sección longitudinal de la parte sumergida del tubo volcánico (modificado de Mendo y Ortega, 1988), donde se indica la localización del depósito de *beach rock* citado por Zazo *et al.* (1997, 2002).

lavas iniciales del Corona, favoreciendo la formación del tubo y condicionando su recorrido, aspecto que se discute más adelante.

La continuación submarina del tubo volcánico (fig. 5 D) fue explorada en los años 1972 a 1987 (Mendo y Ortega, 1988) con el propósito principal de estudiar su fauna, específicamente una especie de cangrejo endémico (*Morlockia ondinae*) que había sido descubierto en este mismo tubo en 1984 (García Valdecasas, 1984 a, b). El tubo penetra en el mar con baja inclinación (fig. 5 D) y continúa otros 1.600 m en el océano hasta terminar a una

profundidad de > 80 m (fig. 6). La mayor parte del recorrido submarino del tubo ha sido descrita como manteniendo una sección similar o incluso mayor que en la parte subaérea, con alturas de hasta 35 m y anchuras de hasta 26 m (Mendo y Ortega, 1988). Estructuras ornamentales muy variadas —estalactitas de lava (*lavacicles*), goteos, superficies barnizadas, etc.—, se han observado en la zona sumergida profunda del tubo del Corona (Mendo y Ortega, 1988). Estas frágiles estructuras, que se forman probablemente en las fases finales de descenso del aporte de lava, requieren un

ambiente sin perturbaciones (p. ej. oleaje, corrientes marinas) y temperaturas muy elevadas para formarse, situación que difícilmente puede darse en un ambiente marino como el descrito. Por otra parte, la formación de «barniz» en la superficie de las lavas requiere la presencia de oxígeno (Ken Hon, com. personal).

El tubo termina formando una amplia cavidad esférica (10 x 10 m), que se puede interpretar como una gran burbuja de gas formada por la interacción de la lava con el agua del mar al alcanzar el tubo activo las inmediaciones de la costa (recuadro inferior en la fig. 6).

Edad de la erupción del Corona

Como se ha mencionado, hasta ahora no se había logrado la datación de esta erupción, pero el relativo buen estado de conservación de las lavas habían sugerido una edad de apenas unos miles de años. Sin embargo, esta apreciación siempre ha carecido de fundamento, ya que la escasa pluviosidad de la zona (<200 mm/año) induce a una clara subestimación de esa edad, generalmente considerada en la literatura publicada como inferior a unos 5 ka.

Zazo *et al.* (1997) datan por Th-U y ^{14}C conchas asociadas a un depósito marino situado a 0,5 m en la zona de los Jameos de Agua, que estos autores sugieren como directamente relacionado con la erupción, a la que, en consecuencia, asignan la edad obtenida de 5,8 ka. Más recientemente, Zazo *et al.* (2002) insisten en este extremo, indicando que estos depósitos de unos 6 ka «aparecen recubiertos por las lavas del Corona». En nuestras observaciones, en cambio, aparecen de forma clara apoyados en las lavas del Corona (Hbr en fig. 9 D), por lo que, en todo caso, suponen una edad mínima para esta erupción. Por otra parte, el análisis del escenario geológico hace que sea imposible la existencia de lavas del Corona sobre un depósito marino al nivel del mar actual, ya que éste se encontraba al menos 1,6 km mar adentro y a una profundidad de más de 80 m, como indica de forma incuestionable la prolongación explorada de la parte submarina del tubo volcánico (ver fig. 6).

Recientemente Zöller *et al.* (2003) han datado dos niveles de suelo en la zona de Guatiza, a unos 12 km del Corona, entre los que aparece intercalado una capa de piroclastos basálticos que estos autores asignan a la erupción del Corona. Las edades que obtienen mediante luminiscencia ISRL son de $5,12 \pm 0,57$ y $4,33 \pm 0,48$ ka, lo que pondría un límite a la actividad eruptiva del Corona muy similar a la que se venía aceptando por estimación y por los trabajos de Zazo y colaboradores. Sin

embargo, una observación de los niveles datados por estos autores resta totalmente credibilidad a esta edad, ya que tales niveles no son suelos, sino depósitos de relleno recientes arrastrados por las aguas de lluvia, como demuestra contundentemente la presencia en ellos de fragmentos de cerámica claramente identificados como pertenecientes a cerámica popular posterior a la colonización de la isla (Carracedo *et al.*, en prensa). El nivel de piroclastos basálticos supuestamente de la erupción del Corona son materiales asimismo arrastrados por aguas torrenciales desde conos de cinder próximos, de edad pliocena (ver fig. 11 A), como claramente indica la presencia de laminaciones y estructuras cruzadas y pequeños cantos redondeados de rocas de diversa composición.

Edades radioisotópicas

En un intento de determinar de forma fiable la edad del grupo volcánico del Corona se han realizado dataciones radioisotópicas; K/Ar para el volcán de Los Helechos y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las lavas correspondientes a las fases inicial y final de la erupción del Corona (LZ-02 y CR-02 en la fig. 1).

Las determinaciones de K/Ar se hicieron por el método descrito en Guillou *et al.* (1996), sobre una muestra de la matriz microcristalina, una vez separados los fenocristales y posibles xenocristales por medios magnéticos y líquidos pesados. El contenido de Ar y su composición isotópica se analizó, en series replicadas, por el método «unspiked» descrito por Cassinot *et al.* (1978).

Las determinaciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se hicieron mediante análisis replicados por calentamiento progresivo (*incremental heating analyses*) realizados en preparaciones de unos 200 mg de matriz de las muestras LZ-02 y CR-02 (fig. 1). Los procedimientos de laboratorio para la fusión, correcciones, mediciones por espectrometría de masas y tratamiento de datos son idénticos a los descritos en Singer *et al.* (2002). Las edades se han calculado en relación con la muestra estándar de 1.194 ma de la riolita de Alder Creek (Renne *et al.*, 1998), con los errores indicados a ± 2 sigma. Por las razones descritas en Singer *et al.* (2002), la edad preferida para cada experimento es la isocrona derivada de la regresión de mínimos cuadrados (York, 1969) de los análisis que comprenden un «plateau» de al menos 3 escalones contiguos y >50% del gas liberado.

Los resultados de las determinaciones de K/Ar de lavas del volcán de Los Helechos, se indican en la tabla 3 y las mediciones Ar/Ar del Corona en la tabla 4 y la figura 7.

Tabla 3.—Edades K-Ar de lavas del volcán de Los Helechos

Muestra	Roca	UTM	K (wt.%)	Peso fundido (g)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹³ moles/g)	Edad (±2σ)ka	Edad Valor Medio (±2σ)Ka
LZ 01	Basalto	3.226.8/646.3	1.018 ± 0.010	2.48797	2.397	1.647	93 ± 3	
LZ 01	"	"	"	2.35456	1.531	1.565	89 ± 3	91 ± 2

El cálculo de edades está basado en los valores de decaimiento propuestos por Steiger y Jäger. 1977 y las constantes:
 $\lambda\beta^- = 4.962 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$; $\lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \cdot 10^{-4} \text{ mol/mol}$.

Tabla 4.—Edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de lavas del Volcán Corona

Muestra	LAB ID #	UTM	K/Ca total	fusión total edad ± 2σ	Espectros de edades				Isocrona		
					Steps	% ³⁹ Ar plateau	MSWD	edad plateau ka ± 2σ	SUMS (N-2)	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar _i	EDAD ¹ ka ± 2σ
LZ-02	UW07G79 UW07G80	3.228.4/647.9	0.186	18.5 ± 9.4	4 de 5	57.7	0.70	31.1 ± 8.9	1.04	295.7 ± 2.8	30.1 ± 14.2
				24.8 ± 7.9	4 de 4	100.0	1.20	21.1 ± 6.7	0.66	294.5 ± 2.5	15.5 ± 9.2
					8 de 9	78.0	1.29	24.4 ± 5.8	1.08	297.0 ± 1.9	20 ± 7.4
CR-02	UW07E73 UW07E74	3.232.1/652.2	0.391	26.5 ± 12.6	4 de 6	61.8	1.32	36.7 ± 14.5	0.33	300.1 ± 5.1	8.7 ± 18.1
				39.5 ± 16.	5 de 5	100.0	0.55	36.8 ± 8.6	0.72	296.0 ± 3.6	33.9 ± 20.5
					9 de 11	81.6	0.77	36.8 ± 7.1	0.65	297.4 ± 2.9	26 ± 14.8
Media ponderada de las isocronas de LZ-02 y CR-02:										21 ± 6.5	

Calculadas usando las constantes de Steiger and Jager (1977); relativas a la muestra standard de 1.194 Ma de la sanidina procedente de la Riolita de Alder Creek.

Discusión

Edad de la erupción del Volcán Corona

Las determinaciones de ⁴⁰Ar/³⁹Ar han proporcionado espectros de edades bastante similares, que tienden a escalonarse hacia edades mayores al aumentar los valores de gas liberado. No obstante, las edades aparentes concuerdan en general con los análisis realizados a baja temperatura para cada lava, que proporcionan valores inferiores a la edad «plateau» determinada (fig. 7). No hay evidencia a partir de la regresión de las isocronas de que exista exceso de argón a niveles detectables que pudieran afectar a los espectros de las edades. Las determinaciones aisladas presentan una cierta dispersión (ver fig. 8), posiblemente porque los aportes radiogénicos de estas lavas son muy bajos, generalmente entre 0,5 y 3,0%, para los pasos individuales de desgasificación en las determinaciones de ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

Las muestras de la localidad LZ-02 dan una edad «plateau» combinada de 24,4 ± 5,8 ka y la correspondiente a la isocrona de 8 puntos de 19,5 ± 7,4 ka. Las muestras de la localidad CR-02 dan una edad «plateau» combinada de 36,8 ± 7,1 ka y la correspondiente a la isocrona de 9 puntos de 25,6 ±

14,8 ka. Puesto que las lavas en las que se ha determinado la edad proceden de un mismo centro y episodio eruptivos y, en consecuencia, no han de estar separadas en el tiempo por más de unos pocos años —la duración característica de las erupciones basálticas conocidas en las Islas Canarias—, y las isocronas de ambas edades se solapan, se ha calculado una edad media ponderada de 21 ± 6,5 ka.

El análisis del escenario geológico y paleoclimático en que se formó el tubo volcánico puede ayudarnos, en este caso, a reforzar la fiabilidad de esta edad, ya que, como se observa en la figura 8, el período en que el nivel marino estuvo por debajo de la profundidad explorada, de más de 80 m, queda restringido al intervalo entre 18 y 21 ka.

Un modelo de la formación del tubo volcánico del Corona

Los tubos volcánicos son un medio muy eficiente para el transporte de la lava —aislada térmicamente de la temperatura ambiente— a grandes distancias y para recubrir zonas mucho más amplias que las coladas sin tubos. Los flujos de lavas con tubos volcánicos son capaces en las islas oceánicas de trans-

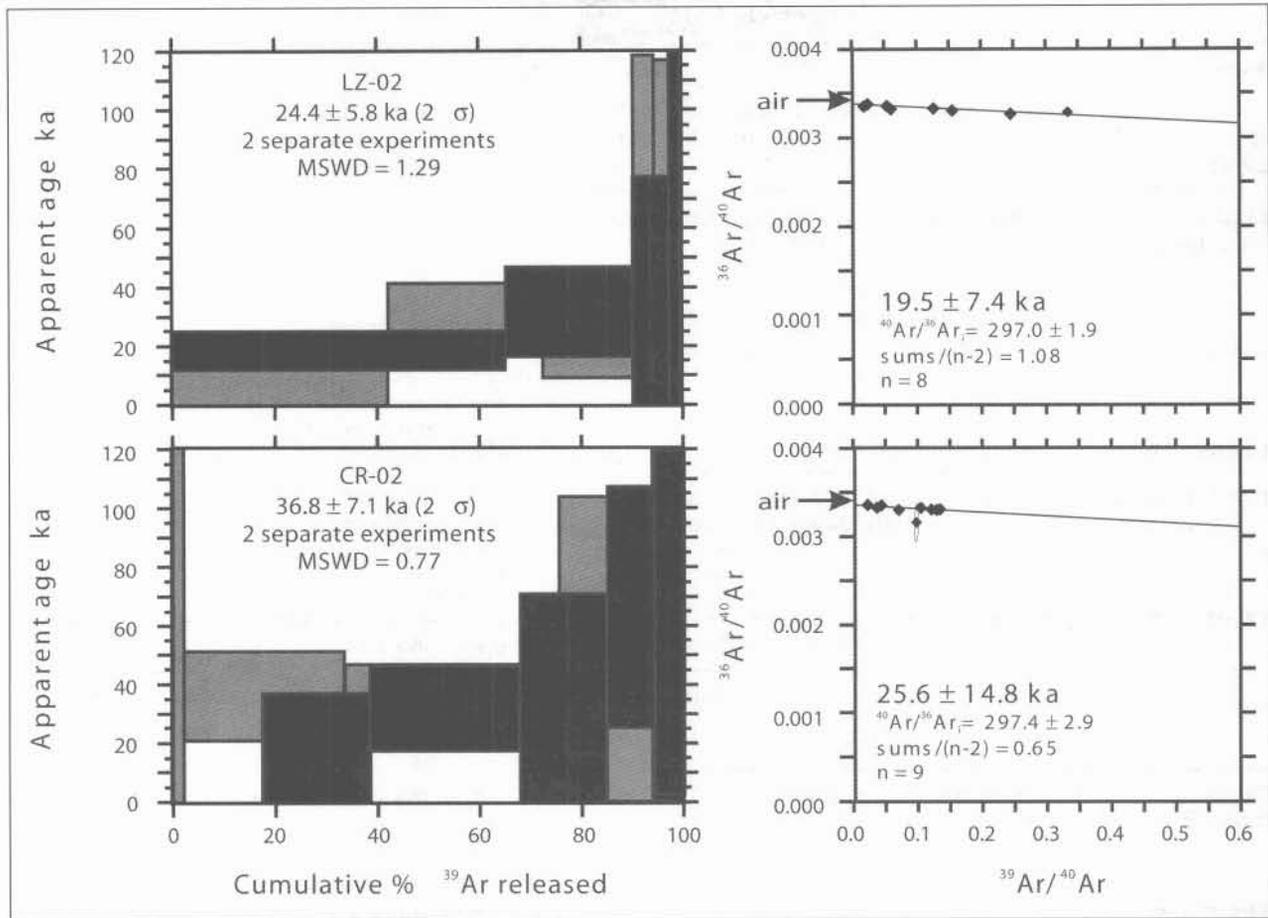


Fig. 7.—Diagramas que muestran los espectros de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en calentamiento progresivo escalonado y las correspondientes isocronas de lavas del Corona. La edad de esta erupción se ha calculado promediando de forma ponderada las edades de las isocronas.

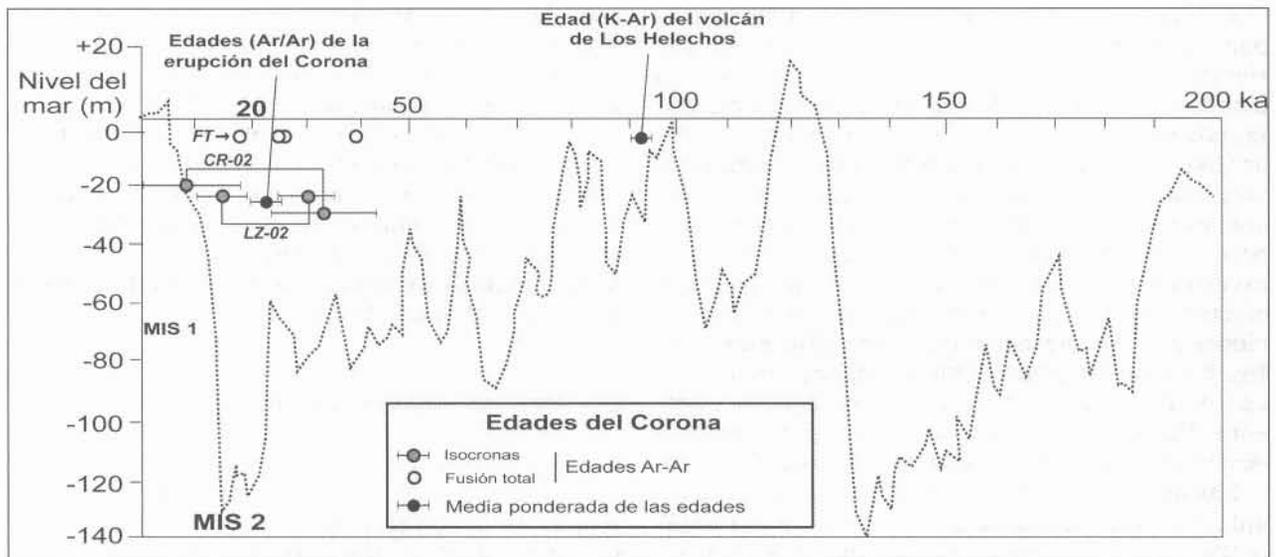


Fig. 8.—Proyección de las edades K/Ar de Los Helechos y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Corona en un diagrama de la evolución del nivel del mar en los últimos 150 ka (Labeysrie *et al.*, 1987). Obsérvese cómo la profundidad alcanzada por el tubo respecto al nivel actual del mar restringe la edad de la erupción del Corona entre 18 y 21 Ka, coherente con la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida.

portar lavas hasta la costa sin un enfriamiento significativo. Estos tubos se forman generalmente cuando el aporte de lava es sostenido y uniforme, y contribuyen a construir edificios volcánicos más extensos, ya que las coladas canalizadas pueden transportar lava hasta zonas muy alejadas de los flancos de los edificios volcánicos, generando escudos anchos y de baja relación anchura/altura (*aspect ratio*). Por el contrario, las coladas sin tubos tienden a acumular las lavas más cerca de los centros de emisión, situados generalmente en las cumbres de los edificios volcánicos, frecuentemente en rifts bien definidos, por lo que dan lugar a edificios cónicos o dorsales con mayor altura y base más reducida.

Descripciones de grandes tubos volcánicos y de cómo se forman son abundantes en la literatura, especialmente en las Islas Hawaii (Greely y Hyde, 1972; Greely, 1987). Muchas de estas descripciones fueron hechas a partir de observaciones directas en tubos volcánicos activos (Greely, 1971, 1972; Peterson y Swanson, 1974; Lipman y Banks, 1987; Peterson *et al.*, 1994). Algunas incluyen la formación de tubos litorales, pero aunque se han descrito tubos submarinos, incluso a profundidades abisales (> 1.500 m), con presiones superiores a los 15 MPa que no dejan salir los volátiles disueltos en las lavas basálticas (Gregg y Fornari, 1998) previniendo el incremento de viscosidad ya que no hay cambios de la presión hidrostática en su formación (Fornari, 1986), no hay referencias de grandes tubos volcánicos que alcanzando la costa penetren en el mar por largos recorridos y hasta profundidades considerables. La imposibilidad conceptual de este proceso ha sido corroborada por observaciones de la respuesta de las lavas al llegar a la costa e interactuar con el agua del mar (Jones y Nelson, 1970; Moore *et al.*, 1973). Según estas descripciones, al entrar las lavas basálticas en el mar forman generalmente pillows, o se fragmentan en capas de hialoclastitas, que se apilan para formar un delta de lava de extensión dependiente del aporte y la profundidad. En este delta pueden progresar los tubos volcánicos, ya que avanzan aislados del contacto con el agua. Si el flujo de entrada es muy elevado y el delta progresa muy rápidamente suelen generarse desplomes, exponiendo el tubo activo a la acción del oleaje e iniciando frecuentemente explosiones por el contacto de la lava con el agua, que acaban destruyendo los tubos (Mattox y Mangan, 1997). En ocasiones menos frecuentes, tubos activos que penetran hasta cierta profundidad aislados del agua quedan súbitamente expuestos por el colapso del frente del delta, generándose entonces fuentes continuas de lava que pueden llegar a construir conos litorales de spatters (fig. 9 A).

Observaciones directas durante las erupciones de 1969-1971 y 1972-1974 del Kilauea demostraron

que cuando lavas pahoehoe entran en el mar en pendientes suaves se enfrían rápidamente hasta detenerse y formar una barrera. También se observó la formación de tubos litorales que permitían el aporte directo bajo el agua de lavas sin fragmentar (Peterson y Tilling, 1980; Peterson *et al.*, 1994), aunque al aumentar la profundidad y la presión hidrostática el desarrollo del tubo bajo el agua cambiaba a cilindros alargados de lava y, finalmente, a la formación de pillows.

Estas observaciones concuerdan con las realizadas en Canarias. Flujos de lava alcanzando la costa y penetrando en el océano se pueden observar en afloramiento en Fuerteventura (fig. 9 B) y Gran Canaria (fig. 9 C). En la costa oeste de Fuerteventura (en la Caleta Negra, cerca del Puerto de la Peña), una colada basáltica aa pliocena (PLF en fig. 9 B) penetra en el mar fluyendo sobre una playa (bch) y un talud desarrollados sobre una plataforma de abrasión marina excavada en los basaltos miocenos de Fuerteventura. El contacto de la colada con el agua del mar forma una capa de pillows (plw) sobre la que sigue avanzando la colada aa en el océano, sin que se observe la presencia de tubos volcánicos.

La transgresión Mio-Pliocena (posiblemente entre 5 y 4 Ma) en Gran Canaria deja una serie de depósitos marinos (conocidos como Miembro Medio de la Formación Detrítica de Las Palmas y que reflejan diferentes subambientes costeros) en los sectores del N-NE de la isla a cotas que oscilan entre 70 a 140 m. Los datos sedimentológicos en estos depósitos indican la existencia de una ancha plataforma marina con unas paleopendientes suaves en torno a 1-5% (Pérez Torrado *et al.*, 2002). En este entorno, tiene lugar la emisión de lavas basálticas alcalinas desde el estratovolcán Roque Nublo. Estas lavas, posiblemente recorriendo casi 20 km desde sus focos emisores (en las áreas centrales del estratovolcán) llegan encauzadas a través de varios barrancos y al llegar a su desembocadura se abren radialmente en la plataforma, coalesciendo y formando frentes de avances a modo de deltas que llegaron a conquistar al mar una superficie mínima de 27 km².

Las potencias de pillow + hialoclastitas (indicadoras de la paleobatimetría, al corresponder a la obliteración instantánea del vaso sedimentario marino por el aporte lávico) van desde unos 20 m hasta desaparecer lateralmente hacia el interior de la isla. Los cortes longitudinales permiten apreciar unos recorridos de coladas de pillows de unos 3 km desde la antigua línea de paleocosta hacia mar profundo (lo más lejano hoy en día se observa en el acantilado de El Rincón). En todos los afloramientos estudiados se observa una muy rica variedad de litofacies que permiten una serie de conclusiones (Gimeno *et al.*, 2000):

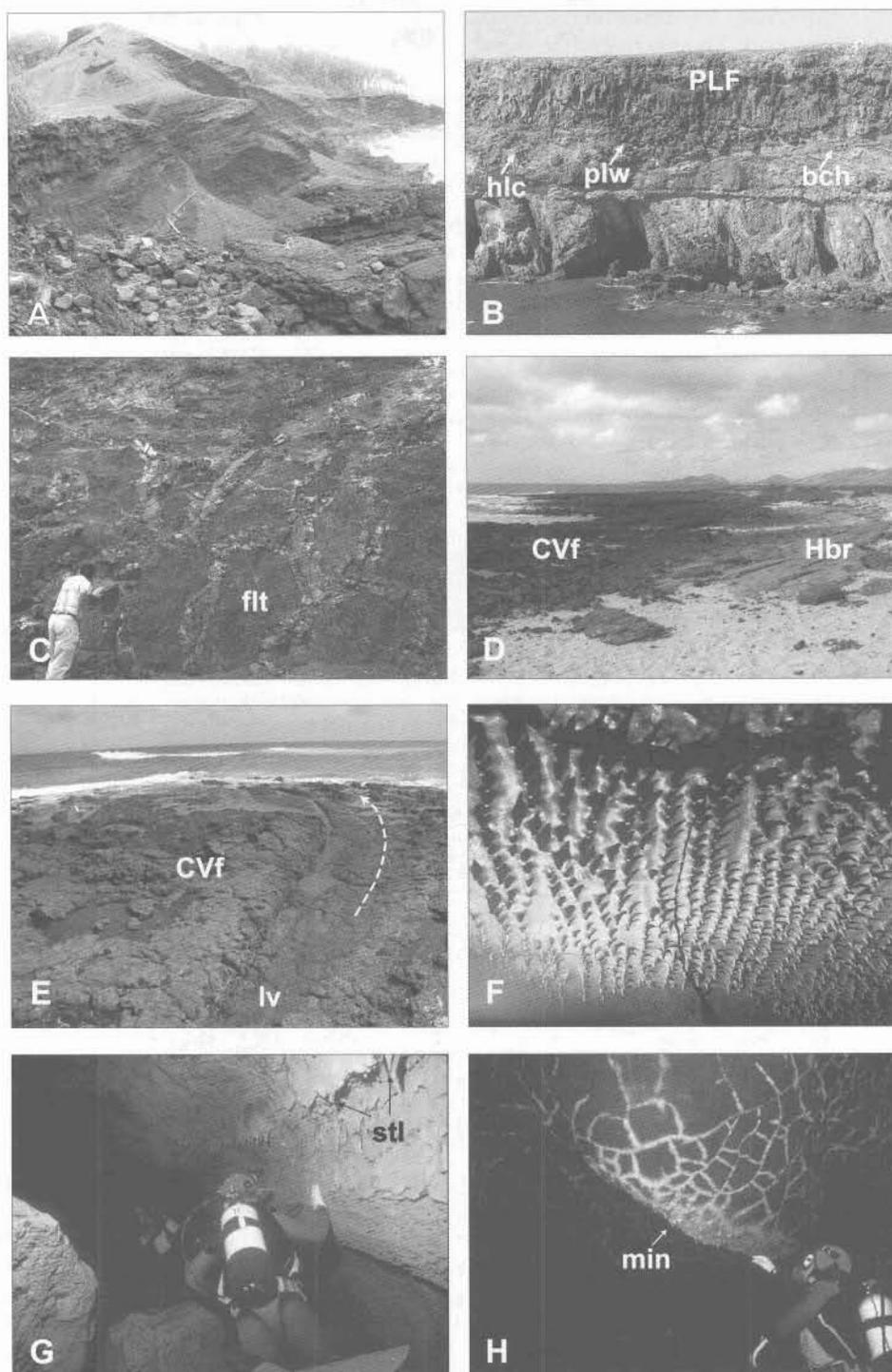


Fig. 9.—A) Lavas pahohoe de la erupción de 1840 del rift este del Kilauea generaron al llegar al mar explosiones laterales que levantaron dos conos de tefra de 250 m de altura (los Sand Hills o Tufa Hills de Nanawale). B) Sección de la caleta Negra (costa este de Fuerteventura, cerca de la desembocadura del Bco. de Ajuí) mostrando cómo una colada pliocena (PLF) entra en el mar sobre una playa (bch) formando un delta de pillows (plw) e hialoclastitas (hlc). C) Tubos métricos (flt) con un anillo vítreo externo y un relleno hialoclastitizado formados al entrar en el mar lavas basálticas del volcán Roque Nublo, en la costa norte de Gran Canaria. D) Entrada de las lavas del Corona (CVf) en el mar sin cambio aparente alguno; sobre ellas se ha formado un depósito de *beach rock* del Holoceno (Hbr). E) Colada del Corona con un *levee* (lv) entrando en el mar sin cambio aparente. F) Ornamentación (estalactitas de lava en «diente de tiburón») en el techo del tubo volcánico del Corona. G) Similar ornamentación en la parte sumergida de un tubo volcánico. H) Grietas de retracción con mineralizaciones secundarias (min) en la parte sumergida del tubo del Corona.

Tabla 5.—Tubos volcánicos sumergidos de Canarias (Lainez, 1995)

Isla	Tubo volcánico	Localización	Formación volcánica	Longitud explorada (m)	Profundidad sumergida (m)
LANZAROTE	Tubo del Corona (Túnel de La Atlántida)	Malpaís del Corona, costa este de Famara	Volcanismo posterosivo pre-Holoceno	1.600	-80
	Cueva del Túnel	Alegranza	Volcanismo posterosivo Pleistoceno	120	-28
TENERIFE	Cueva de los Camarones	Los Cristianos, costa sur de Tenerife	Volcanismo del rift Sur, Pleistoceno	130	-30
	Cueva de los Cerebritos	Playa de San Juan, costa SO de Tenerife	Volcanismo del rift NO, Holoceno	180	-16
	Cueva del Coral	Santa María del Mar, SE de Tenerife	Volcanismo del rift NE, Pleistoceno	18	-16
	Cueva de la Chimenea	Garachico, costa norte de Tenerife	Volcanismo del rift NE, Pleistoceno	200	-30
	Cueva de Agua Dulce	Callao Salvaje, costa SO de Tenerife	Edificio Cañadas, Plioceno	40	-18
	Cueva del Chucho	Playa de San Juan, costa SO de Tenerife	Volcanismo del rift NO, Holoceno	23	-12
	Cuevas de Iguste	Antequera, Anaga, NE de Tenerife	Basaltos del escudo Mio-Plioceno de Anaga	26	-14
LA PALMA	Cueva del Infierno	Puntallana	Escudo Norte de La Palma, Pleistoceno	119	-8

1. Elevada tasa de aporte de los flujos subaéreos, que permitió la llegada y rápida expansión de éstos en la plataforma marina sin que aparentemente se obturaran los focos de alimentación.

2. Abundancia de pillows implosionados con múltiples anillos vítreos, propios de medios muy poco profundos.

3. El tránsito de pillows a lavas subaéreas (pahoehoe), visible tanto en secuencia vertical (cuando la potencia de pillows + hialoclastitas habían rellenado el fondo marino), como lateral (en el paso hacia el interior de la isla, donde estaría la antigua paleocosta), muestra siempre la existencia de unos tubos métricos de sección transversal elíptica (eje mayor dispuesto verticalmente, con relación eje horizontal: vertical de 1:3 a 1:2) consistentes en un anillo vítreo externo pluricentimétrico y un relleno hialoclastitizado *in situ* densamente empaquetado (fig. 9 C). Ello indica la interacción inicial agua-magma justo en la línea de paleocosta (que iba retrocediendo según se acumulaban las pillows). Estos tubos pasan inmediatamente a una asociación de pillows (en general de sección transversal pluri-

decimétrica, más raramente métrica) e hialoclastitas, estas últimas dominando según se profundizaba en la secuencia y en el sector frontal de las acumulaciones (hacia mar abierto).

Como conclusión en ningún caso se observa la hipotética continuación de los tubos subaéreos en condiciones submarinas, y esto a pesar de los excelentes afloramientos que permiten hacer reconstrucciones tridimensionales sobre una amplia extensión del terreno, sino, por el contrario, una rápida interacción con agua y transformación de las lavas en pillows e hialoclastitas.

Hay numerosos ejemplos de tubos volcánicos actualmente sumergidos en Canarias (tabla 5), pero, con la excepción del tubo del Corona, la profundidad máxima sumergida es de unos pocos metros (Láinez, 1995). Sólo en algunos casos alcanza los 30 m de profundidad, en tubos formados en lavas de formaciones del Pleistoceno (tabla 5). Es frecuente en estos tubos la presencia de delicada ornamentación (fig. 9 G) y la presencia de minerales secundarios tapizando grietas de retracción en las

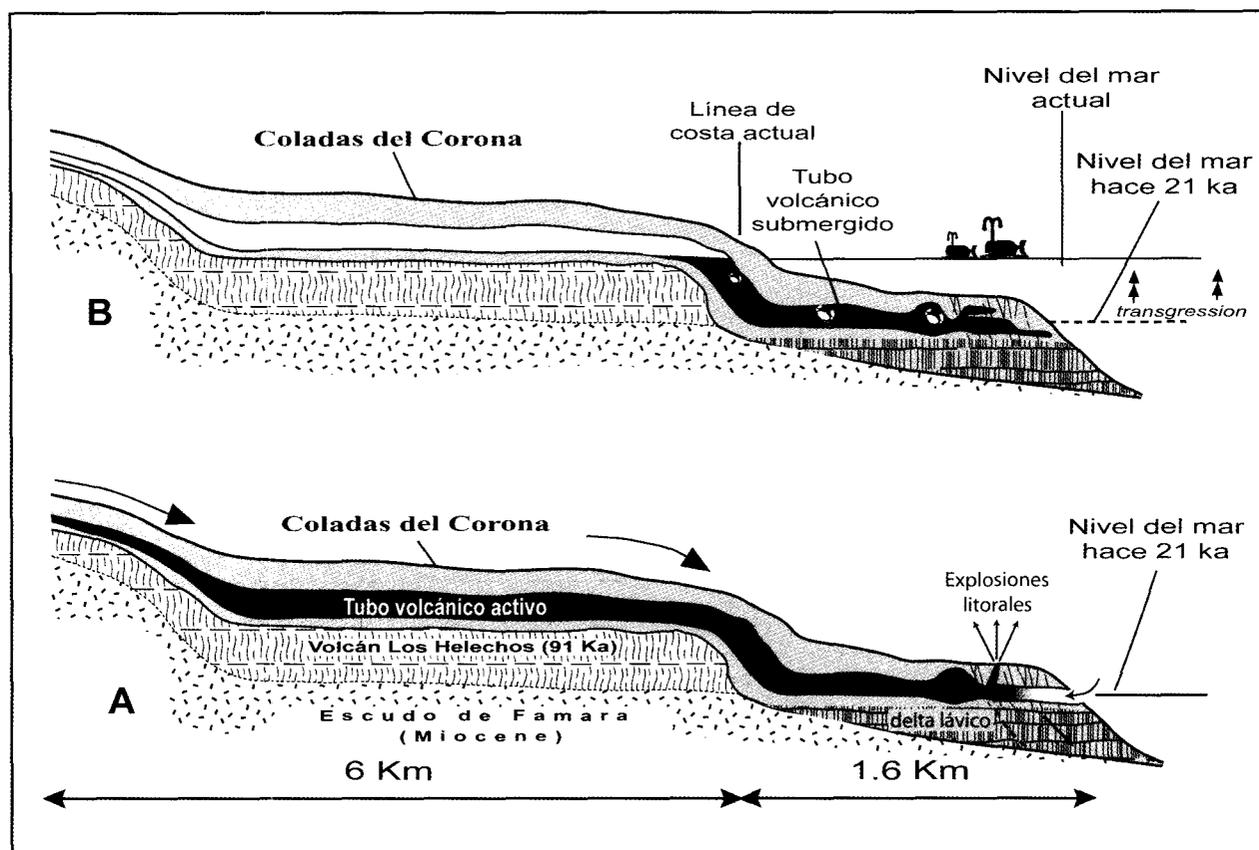


Fig. 10.—Esquema que ilustra el modelo propuesto, con la formación y posterior inundación del tubo del Corona.

lavas (fig. 9 H), estructuras que indican un ambiente subaéreo. Es pues evidente que estos tubos se han inundado con posterioridad a su formación por las oscilaciones de menor amplitud del nivel marino, quedando sólo el tubo del Corona como contemporáneo de una oscilación máxima, en una glaciación.

Las exploraciones de la parte sumergida han permitido observar que el tubo del Corona continúa como un tubo abierto bajo el mar por un tramo de 1,6 km. Sin embargo, la observación del borde litoral actual de las coladas del Corona no muestra señales de contacto de las lavas activas, ya que la dirección de las coladas, los canales lávicos y otras estructuras indicadoras del flujo de las lavas no experimentan ningún cambio apreciable, como puede observarse en la figura 9 E. Las frágiles estructuras de ornamentación mencionadas anteriormente son comunes en los canales y tubos volcánicos de Lanzarote (fig. 9 F), pero, como se ha indicado, no pueden darse en un tubo activo en un medio submarino.

En conclusión, las observaciones expuestas demuestran claramente la imposibilidad de que un

tubo volcánico activo de estas características penetrara en el mar hasta profundidades de > 80 m, siendo la única explicación plausible que, como se esquematiza en la figura 10 A, la erupción del Corona coincidiese con un nivel marino al menos 80 m más bajo que el actual. El tubo, formado en condiciones subaéreas, quedaría inundado en la transgresión marina posterior (fig. 10 B). Este modelo es congruente con las edades radioisotópicas obtenidas, ya que el nivel marino parece haber estado por debajo de los 80-100 m en el período comprendido entre los 18-21 ka (ver la fig. 8), por lo que tanto las edades radioisotópicas como la circunstancia de que el tubo esté sumergido a esta profundidad parecen indicar, como opción más probable, que este evento eruptivo corresponda al último máximo glacial (LGM).

La evolución geológica de la zona de Famara donde se localiza la actividad eruptiva de La Quemada-Corona-Los Helechos se presenta en la sucesión de mapas de la figura 11, en las que se indica el proceso de transgresión-regresión-transgresión mencionado y su correspondencia con la erupción del

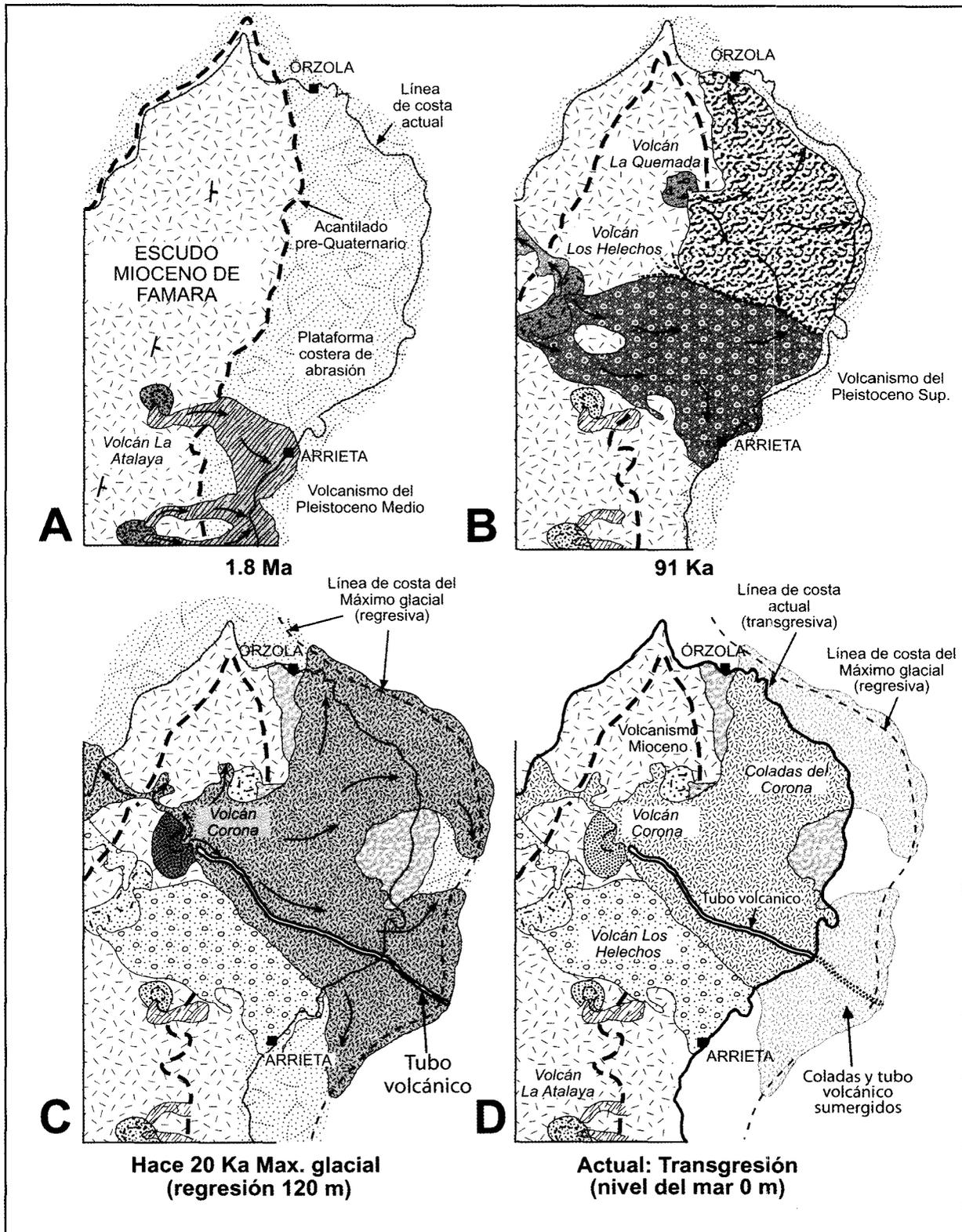


Fig. 11.—Reconstrucción de la evolución de la costa este de Famara en relación con las fases de regresión-transgresión que permitieron la formación y posterior inundación del tubo del Corona.

Corona y la formación del tubo volcánico. Las erupciones que dieron lugar a los conos y coladas de La Quemada y Los Helechos hace más de 90 ka (ver tabla 3) formaron una extensa plataforma lávica sobre la rasa excavada en el escudo Mio-Plioceno de Fama-ra (A y B en la fig. 11). Las lavas iniciales del Corona fluyeron entre las de estos volcanes anteriores, posiblemente encajadas en algún barranco excavado en el contacto de ambas (B en Fig. 11). Este escenario favorecería la canalización de las lavas y, eventualmente, la formación del tubo volcánico (fig. 11 C). El tubo discurriría siguiendo el cauce del barranco, contactando con la costa situada a 1,6 km de distancia de la actual y unos 80-100 m más abajo (fig. 11 C). Finalmente, el ascenso del nivel del mar en el presente interglacial dejaría el tubo volcánico sumergido hasta el nivel actual (fig. 11 D).

Importancia de la erosión térmica y mecánica en el encajamiento del cauce del tubo volcánico del Corona

Un aspecto aún no resuelto definitivamente es en qué medida los tubos volcánicos se encajan excavando térmicamente (draga térmica) su propio cauce. Este aspecto ha sido ampliamente debatido a partir de observaciones directas en tubos activos, pero sin llegar a conclusiones totalmente definitivas. Algunos autores han inferido que el flujo de la lava en el interior de los tubos es capaz de excavar en la roca subyacente (Bravo, 1964; Greely, 1971, 1972; Greely y Hide, 1972; Swanson, 1973; Peterson y Swanson, 1974), mientras que otros han utilizado la mecánica de fluidos y modelos térmicos para demostrar que la erosión por el flujo activo de lava en el interior de los tubos es factible (Carr, 1974). Wood (1981) describió un escenario muy similar al que se puede observar en el interior del tubo del Corona (ver fig. 5 C) en un tubo volcánico prehistórico del Kilauea, donde se ha descrito que la corriente de lava a elevada temperatura ha cortado la roca hasta excavar el cauce del tubo en una colada aa subyacente. Peterson *et al.* (1994) hicieron observaciones directas a través de sky-lights (jameos) durante la erupción de 1969-1974 del Mauna Ulu, en el Kilauea, para comprobar si se estaba produciendo erosión en el interior del tubo, mediante el cuidadoso seguimiento de los cambios de nivel de la corriente de lava. Los resultados fueron poco concluyentes, por la complejidad de los procesos capaces de generar variaciones en el nivel de flujo dentro del tubo volcánico y la dificultad de realizar observaciones consistentes y continuadas. No obstante, estos autores concluyeron que la corriente de lava en el tubo estaba en efecto erosio-

nando su propio cauce, mediante una combinación de reblandecimiento térmico y erosión mecánica, tal como había anticipado el modelo propuesto por Carr (1974).

Nuestras observaciones en el tubo del Corona son, en cambio, diferentes, como se ilustra en el esquema de la figura 12. Como se ha descrito, esta erupción comenzó con explosiones estrombolianas, que extendieron un manto de lapilli de proyección aérea en una amplia zona alrededor de la boca eruptiva, siendo inmediatamente recubierto por las coladas de la primera fase de la erupción, que ya se ha mencionado fueron las que formaron el tubo. Esta capa de lapilli puede observarse recubriendo las coladas pre-Corona en algunas secciones del tubo en que se han producido despegues y desplomes de la capa de recubrimiento, exponiendo el sustrato del tubo volcánico (fig. 5 C y secciones B y D en la fig. 6). En estas zonas se puede ver el manto de lapilli y la colada subyacente, de unos 6 m de espesor. Puesto que es evidente que las lavas del Corona fluyeron sobre el lapilli ¿puede asumirse que también excavaron el cauce del tubo volcánico penetrando unos 6 m en la colada subyacente? Esta colada basal, claramente anterior al Corona, es una colada basáltica aa con evidentes señales de alteración (relleno incipiente de las vacuolas con carbonatos, manchas solares), pero sin indicios de contacto térmico ni erosión térmica o mecánica (slic-sides, incisiones, surcos).

La explicación que nos parece más plausible es la ya mencionada: que las paredes verticales de la colada pre-Corona correspondan a las de un barranco. En este caso, el tubo se habría formado al canalizarse el flujo de las lavas por el barranco, proceso que no requiere ningún encajamiento sin-eruptivo por efectos térmicos.

El tubo del Corona y los cambios glacio-eustáticos del nivel marino. Implicaciones paleoclimáticas

La edad radiométrica obtenida, de alrededor de 21 ka, sitúa la emisión lávica en la extensión máxima del último avance glacial (MIS 2) que tuvo lugar entre hace 18 y 21 ka (Berger, 1992; Petit *et al.*, 1999; Pailler y Bard, 2003), época en que, por la gran cantidad de agua almacenada en los glaciares, el nivel del mar estaba mucho más bajo que en la actualidad. Se estima su posición en unos 120 m por debajo del nivel actual (Chappell y Shackleton, 1986; Bard *et al.*, 1990).

La deglaciación, que culmina con el interglacial holoceno (MIS 1), terminó hace 7 ka. Trajo como consecuencia una rápida subida del nivel del mar, bien que en dos fases, superando incluso su nivel

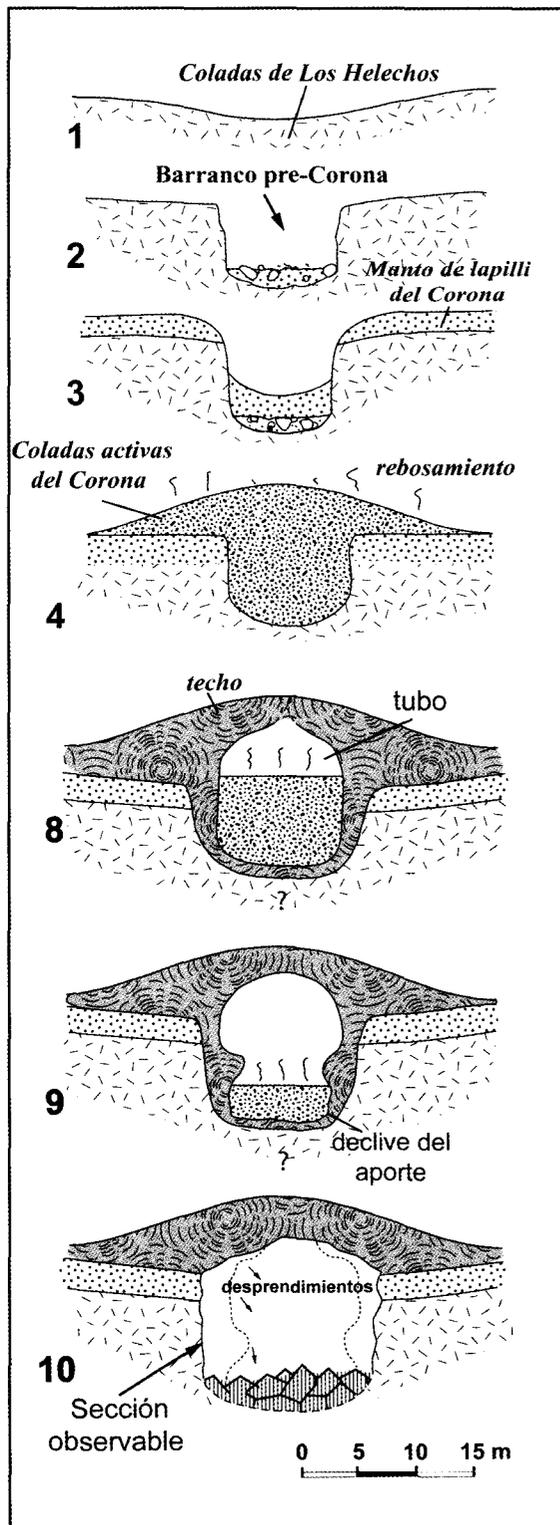


Fig. 12.—Esquema que indica la formación de un tubo volcánico sin erosión térmica significativa, por encajamiento de la colada en un barranco previo. Este proceso parece ser el responsable de la formación del tubo del Corona.

actual. De esto hay testimonios sobre las lavas del Corona, consistentes en depósitos marinos que, paralelamente a la costa actual, se instalaron encima del exterior del tubo volcánico. Se trata de las características areniscas claras y conglomerados conteniendo fósiles marinos litorales o *beach rocks* correspondientes a una playa cuya berma alcanza los +3m amsl (fig. 9 D). La fauna carece de las especies senegalesas que caracterizan a los depósitos marinos correspondientes al máximo calentamiento pleistoceno en las Canarias (Meco *et al.*, 2002) ocurrido durante el último interglacial.

Diferentes edades radiocarbónicas se han obtenido para las conchas fósiles de estos depósitos marinos. Estas dataciones, debido a diversas limitaciones del método aplicado, deben tomarse como orientativas e indican, en su conjunto, que la subida del mar tuvo lugar a continuación del máximo térmico holoceno, probablemente entre 4 y 6 ka B. P. (Meco *et al.*, 1997, Zazo *et al.*, 1997, 2002). Hay, además, una segunda oscilación más tardía (menos de 2 ka B.P.) cuyos restos corresponden fundamentalmente al relleno de cubetas dispersas en los depósitos marinos anteriores.

Entre las coladas basálticas del Corona y el depósito marino holoceno están instaladas unas arenas eólicas de color rojizo, por su alto contenido en arcillas, que corresponden al período húmedo del inicio del Holoceno (Meco *et al.*, 2003) y muestran que la antigüedad de los depósitos marinos no puede coincidir con la de las lavas, en contra de lo afirmado por Zazo *et al.* (1997, 2002), que asignan una edad de 5.000 a. B.P. a la erupción del volcán Corona, deducida de su supuesta relación con el depósito marino.

Implicaciones de la edad de la erupción del Corona en el modelo genético de las Islas Canarias

La ocurrencia de una importante erupción en Lanzarote en 1730 (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991; Carracedo *et al.*, 1992) y la presunción general de que la del Corona (y, por extensión, todo el volcanismo reciente de Famara) era asimismo muy reciente, ha sido reiteradamente utilizada como evidencia incuestionable en contra de un modelo de punto caliente como el proceso principal en la génesis de las Canarias, para el que han propuesto diversas alternativas. Además de la conocida fractura propagante de Anguita y Hernán de 1975 —que luego han modificado aceptando la presencia de una anomalía térmica, es decir, un punto caliente (Anguita y Hernán, 2000)—, Rothe (1996) ha propuesto una correlación del magmatismo de las Canarias con una falla transformante, concretamen-

te la denominada North Canary transform fault. King y Ristema (2000) insisten en el aparentemente excluyente papel de la erupción de 1730 de Lanzarote en la aplicación de un modelo de punto caliente para las Canarias, proponiendo como alternativa un complejo proceso de convección en el límite continente-oceano (COB) para explicar esa reciente actividad volcánica en el extremo más antiguo del archipiélago.

Sin embargo, la ocurrencia de actividad volcánica reciente (holocena y pleistocena) en Lanzarote —también en Fuerteventura y Gran Canaria (Coello *et al.*, 1992; Carracedo *et al.*, 2002; Guillou *et al.*, 2004b)— no supone evidencia utilizable para descartar un modelo de punto caliente. Aunque es indudable que en estas alineaciones hay una drástica disminución de la actividad volcánica al alejarse las islas de la vertical del punto de generación del magma, es muy posible que el agotamiento definitivo de esa actividad dependa de factores muy diversos, fundamentalmente la fertilidad de la anomalía térmica del manto, la memoria térmica residual en cada isla, y la velocidad de desplazamiento de la placa correspondiente (Walker, 1990; Carracedo *et al.*, 1998, 2002; Carracedo, 1999). La existencia de volcanismo (menor) de rejuvenecimiento después de la fase principal en escudo y la fase de erosión durante el reposo eruptivo es una pauta bien conocida en el desarrollo de todas las islas volcánicas oceánicas de punto caliente, como fue puesto de manifiesto en las Islas Hawaii (Stearns, 1946; Walker, 1990). En Kauai, la isla más antigua del archipiélago hawaiano, ha habido erupciones en el Pleistoceno superior (Reiners *et al.*, 1998). También ha habido erupciones muy recientes (en 1790) en Maui (Oostdam, 1965); en Molokai, en la península de Kaulapapa hace unos de 350 ka (Clague *et al.*, 1982), y en Oahu (Volcán Koolau, Walker, 1990). Si consideramos que el desarrollo subaéreo de la isla de Hawaii se ha realizado desde el Pleistoceno superior, coincidiendo con el volcanismo terminal de Kauai, es evidente que el mismo escenario actual de Canarias se dio en esa época en las Hawaii —el prototipo y modelo de las alineaciones de punto caliente—, con actividad simultánea en ese momento a ambos extremos de la cadena de islas.

La mayor prolongación del volcanismo residual posterosivo en las Canarias puede explicarse por la mayor concentración de la pluma hawaiana frente a la de Canarias, más difusa, y, particularmente, por la mayor velocidad —de 5 a 10 veces— de la placa Pacífica respecto a la Africana (Clague and Dalrymple, 1987; Carracedo, 1999). Las aparentes incompatibilidades indicadas por Rothe (1996) y King y Ristema (2000) se hacen menos evidentes si

consideramos las enormes diferencias en las tasas y volúmenes del volcanismo de los últimos 20 ka en La Palma (Carracedo *et al.*, 2001; Guillou *et al.*, 2001) y Lanzarote (Coello *et al.*, 1992; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1993). Por otra parte, dataciones radioisotópicas obtenidas para el volcanismo subaéreo más antiguo de La Palma (Guillou *et al.*, 2001), El Hierro (Guillou *et al.*, 1996), La Gomera (Paris *et al.*, subm.) y Tenerife (Guillou *et al.*, 2004 a, b) aportan evidencia muy sustancial de la progresión constante oeste-este de las edades en las Canarias, pauta similar a la observada en las Hawaii, donde se ha considerado entre los rasgos más significativos para relacionar su origen con un punto caliente.

Conclusiones

Parece que no ha habido actividad volcánica en Lanzarote entre la erupción de 1730 y la que corresponde a la alineación volcánica La Quemada-Corona-Los Helechos, en el escudo Mio-Plioceno de Famara. Esta observación parece estar en consonancia con el estadio evolutivo de esta isla, en una fase post erosiva muy avanzada, donde la actividad de rejuvenecimiento es típicamente residual y de muy baja frecuencia.

De estos volcanes se ha podido datar el de Los Helechos en 91 Ka. Respecto al Corona, la edad de unos 5 ka obtenida por luminiscencia IRSL propuesta por Zöller *et al.* (2003) es claramente inconsistente y no tiene relación alguna con esta erupción; las dataciones de Th-U y ^{14}C de Zazo *et al.* (1997, 2002) tampoco tienen relación directa con este episodio eruptivo, ya que se obtienen de conchas de depósitos marinos claramente apoyados en las coladas del Corona y muy posteriores a la erupción.

Las determinaciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dan, en cambio, una edad ponderada de $21 \pm 6,5$ ka. La formación durante esta erupción de un espectacular tubo volcánico de unos 7,6 km de longitud y secciones transversales superiores a los 25 m, y el hecho de que los últimos 1,6 km estén sumergidos hasta profundidades exploradas de > 80 m ha ayudado a reforzar aún más la fiabilidad de esta edad, que queda limitada por el período en que el nivel del mar descendió a ese nivel, en coincidencia con el último máximo glacial (18-21 ka).

La formación del tubo del Corona es, pues, un raro ejemplo de coincidencia de una erupción con el relativamente corto período de un máximo glacial, y pone de manifiesto la presencia en Canarias de importantes descensos del nivel marino en correspondencia con los cambios climáticos globales.

AGRADECIMIENTOS

A Robert Tilling y Donald Swanson, del U.S. Geological Survey, por la información relacionada con la formación de tubos volcánicos y llegada de lavas al mar en la isla de Hawaii. Al Dr. Surendra P. Verma por las facilidades ofrecidas en la obtención y aplicación del programa SINCLAS para la clasificación y cálculo normativo de rocas volcánicas. A Antonia Perera, del Cabildo de Lanzarote, por su ayuda en los trabajos de campo y por facilitar la observación del tubo del Corona.

Las determinaciones analíticas, de los materiales lávicos del grupo volcánico de La Quemada-Los Helechos y volcán del Corona, fueron realizadas por M^a Isabel Ruiz Pineda, M^a Asunción Vallejo Haya del Laboratorio de Geoquímica del MNCN (CSIC) y por Rafael González Martín de los Laboratorios de FRX y DRX del MNCN (CSIC). El análisis de las fases minerales ha sido realizado por Julia de la Puente del Laboratorio de Microsonda Electrónica del MNCN (CSIC). La preparación de muestras la realizaron Manuel Castillejo y José Manuel Hontoria del Laboratorio del MNCN (CSIC).

La parte sobre paleoclimatología se ha realizado en el marco del Convenio entre el Ministerio de Medio Ambiente y la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria sobre Indicadores Paleoclimáticos Canarios.

Referencias

- Abdel-Monem, A., Watkins, N. D. y Gast, P. W. (1971). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *Amer. J. Sci.*, 271: 490-521.
- Albarede, F. (1992). How Deep Do Common Basaltic Magmas Form and Differentiate? *J. Geophys. Res.*, 97, B7: 10997-11009.
- Anguita, F. y Hernán, F. (1975). A propagating fracture model versus a hotspot origin for the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Letters*, 27: 11-19.
- Anguita, F. y Hernán, F. (2000). The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 1-26.
- Armienti, P., Innocenti, F., Pareschi, M. T., Pompilio, M., and Rocchi, S. (1991). Crystal Population Density in not Stationary Volcanic Systems: Estimate of Olivine Growth Rate in Basalts of Lanzarote (Canary Islands). *Mineral. and Petrol.*, 44: 181-196.
- Bard, E., Hamelin, B. y Fairbanks, R. G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea-level during the past 130,000 years. *Nature*, 346: 456-458.
- Berger, A. (1992). *Le climat de la Terre. Un passé pour quel avenir?* De Boeck Université. Bruxelles.
- Bravo, T. (1964). El volcán y el malpaís de La Corona. La Cueva de Los Verdes y Los Jameos. *Pub. Cabildo Insular de Lanzarote*, 64 págs.
- Calvet, F., Aguilar, A., Carracedo, J. C., Pérez Torrado, F. J., Recio, C. y Travé, A. (2000). «Beachrocks» de La Palma, Islas Canarias. *Geotemas*, 1: 213-217.
- Calvet, F., Cabrera, M. C., Carracedo, J. C., Mangas, J., Pérez Torrado, F. J., Recio, C. y Travé, A. (2003). Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). *Marine Geol.*, 3308: 1-19.
- Carr, M. H. (1974). The role of lava erosion in the formation of lunar rilles and martian channels. *Icarus*, 22: 1-23.
- Carracedo, J. C. (1979). *Paleomagnetismo e historia geológica de Tenerife*. Aula Cultura Cabildo Tenerife, 81 págs.
- Carracedo, J. C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 94: 1-19.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V. (1990). Aspectos volcanológicos y estructurales, evolución petrológica e implicaciones en riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote, Islas Canarias. *Estudios Geol.*, 46: 25-55.
- Carracedo, J. C. y Rodríguez Badiola, E. (1991). *Lanzarote La erupción volcánica de 1730*. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. Madrid. Editorial MAE. 183 págs.
- Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V. (1992). The 1730-36 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high magnitude basaltic fissure eruption. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53: 239-250.
- Carracedo, J. C. y Rodríguez Badiola, E. (1993). Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote, Islas Canarias. *Rev. Acad. Canaria Ciencias*, 4: 25-58.
- Carracedo, J. C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J. A. y Pérez Torrado, F. J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geol. Mag.*, 135: 591-604.
- Carracedo, J. C., Day, S. J., Guillou, H. y Pérez Torrado, F. J. (1999). Giant quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 94: 169-190.
- Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., de la Nuez, J. y Pérez Torrado, F. J. (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries. *Estudios Geol.*, 57: 175-273.
- Carracedo, J. C., Pérez Torrado, F. J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C. R., Casillas, R. y Rodríguez Badiola, E. (2002). Cenozoic Volcanism II: The Canary Islands. In: Gibbons, W. and Moreno, T. (eds.). *The Geology of Spain*. Geol. Soc. London, 439-472.
- Carracedo, J. C., Meco, J., Lomoschitz, A., Perera, M. A., Ballester, J. y Betancor, J. F. Comment on: Geoarchaeological and chronometrical evidence of early human occupation on Lanzarote (Canary Islands), by Ludwig Zöller, Hans von Suchodoletz and Nils Küster. *Quater. Sci. Rev.* (en prensa).
- Cassignol, C., Cornette, Y., David, B. y Gillot, P. Y. (1978). Technologie potassium-argon. C. E. N., Saclay. Rapp. CEA R-4802, 37 págs.
- Clague, D. A., y Dalrymple, G. B. (1987). The Hawaiian-Emperor volcanic chain. Part I: Geological evolution. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1350: 5-54.
- Clague, D. A., Dao-Gong, C., Murnane, R., Beeson, M. H., Lanphere, M. A., Dalrymple, G. B., Friesen, W. y Holcomb, R. T. (1982). Age and petrology of the Kalaupapa Basalt, Molokai, Hawaii. *Pacific Sci.*, 36: 411-420.
- Coello J., Cantagrel, J. M., Hernán F., Fuster J. M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Teran, J. R. y Cendrero A. (1992). Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 53, 1-4: 251-274.
- Chappell J. y Shackleton N. J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324: 137-140.

- Drake M. J. (1976). Plagioclase-melt equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 457-465.
- Fedotov, S. A. (1976). Ascent of basic magmas in the crust and the mechanism of basaltic fissure eruptions. *Int. Geol. Rev.*, 20: 33-48.
- Ford, C. E., Rusell, D. G., Craven, J. A. y Fisk, M. R. (1983). Olivine-liquid equilibria, temperature, pressure and composition dependence of the crystal / liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *J. Petrol.*, 24: 256-265.
- Fornari, D. J. (1986). Submarine lava tubes and channels. *Bull. Volcanology*, 48: 291-298.
- Francis D., y Ludden J. (1990). The mantle source for olivine nephelinite, basanite, and alkali olivine basalt at Fort Selkirk, Yukon, Canada. *J. Petrol.*, 31: 371-400.
- Fúster, J. M., Fernández Santín, S., y Sagredo, J. (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote*. Instituto «Lucas Mallada», C.S.I.C., Madrid, 177 págs.
- García-Valdecasas, A. (1984a). Estudio faunístico de la cueva submarina «Túnel de la Atlántida», Jameos del Agua, Lanzarote. *Naturalia Hispanica*, 27: 1-56.
- García-Valdecasas, A. (1984b). Morlockiidae new family of Remipedia (Crustacea) from Lanzarote (Canary Islands). *Eos*, 50: 329-333.
- Gimeno, D., Pérez Torrado, F. J., Schneider, J. L. y Wassmer, P. (2000). Transformación de coladas básicas alcalinas subaéreas en lavas almohadilladas en ambiente litoral: un ejemplo del Plioceno, Norte de la isla de Gran Canaria. *Geotemas*, 1: 325-328.
- Greeley, R. (1971). Observations on actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geol.*, 2: 207-223.
- Greeley, R. (1972). Additional observations on actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geol.*, 3: 157-160.
- Greeley, R. (1987). The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1350: 1589-1602.
- Greeley, R. y Hide, J. H. (1972). Lava tubes of the Cave basalt, Mount St. Helens, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 2397-2418.
- Gregg T. K. P. y Fornari D. J. (1998). Long submarine lava flows: Observations and results from numerical modelling. *J. Geophys. Res.*, 103: 27.517-27.531.
- Guillou H., Carracedo J. C., Pérez Torrado F. y Rodríguez Badiola E. (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 141-155.
- Guillou, H., Carracedo, J. C. y Duncan, R. (2001). K-Ar, 40Ar/39Ar Ages and Magnetostratigraphy of Brunhes and Matuyama Lava Sequences from La Palma Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 106, 3-4: 175-194.
- Guillou, H., Pérez Torrado, Hansen, A. R., Carracedo, J. C. y Gimeno, D. (2004b). The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 135: 221-246.
- Guillou, H., Carracedo, J. C., Paris, R. H. y Pérez Torrado, F. J. (2004a). Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Letters*, 222: 599-614.
- Hoernle, K. y Schmincke, H.U. (1993). The Role of Partial Melting in the 15ma Geochemical Evolution of Gran Canaria: A Blob Model for the Canary Hotspot. *J. Petrol.*, 34: 599-626.
- Hoernle, K., Tilton, G. y Schmincke, H. U. (1991). Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Letters*, 106: 44-63.
- Hoernle, K., Zhang, Y.-S. y Graham, D. (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374: 34-39.
- Ibarrola, E. and López Ruiz, J. (1967). Estudio petrográfico y químico de las erupciones recientes (serie IV) de Lanzarote (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 23: 203-213.
- Jones, J. G. y Nelson, P. H. H. (1970). The flow of basalt lava from air into water, its structural expression and stratigraphic significance. *Geol. Mag.*, 107-1: 13-19.
- King, S. D. y Ristema, J. (2000). African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons. *Science*, 290: 1137-1140.
- Kudo, A. M. y Weill, D. F. (1970). An igneous plagioclase thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25: 52-65.
- Labeyrie, L., Duplessy, J. C., Blanc, P. L. (1987). Variations in mode of formation and temperatures of oceanic deep water over the past 125.000 years. *Nature*, 327: 477-482.
- Lainez A. (1995). La Espeleología en Canarias. *Revista Guajara*, 0: 78-82.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27 (3): 745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, L., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. y Zanettin, B. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193 págs.
- Lipman, P. W. y Banks, N. G. (1987). AA flow dynamics, Mauna Loa 1984. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1350: 1527-1567.
- Lundstrom, C. C., Hoernle, K. y Gill, J. (2003). U-series disequilibria in volcanic rocks from the Canary Islands: Plume versus lithospheric melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67: 4153-4177.
- Macau Vilar, F. (1965). Tubos volcánicos en Lanzarote. La Cueva de Los Verdes. *An. Est. Atlánticos*, 11: 1-27.
- Mattox, T. N. y Mangan, M. (1997). Littoral hydrovolcanic explosions: a cause study of lava-seawater interaction at Kilauea Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75: 1-17.
- McBirney, A. R. y Murase, T. (1984). Rheological properties of magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12: 337-357.
- Meco, J., Petit-Maire, N., Fontugne, M., Shimmield, G. y Ramos, A. J., (1997). The Quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (Eastern Canary Islands, Spain): an overview. In Meco, J. and Petit-Maire, N. (Editors). *Climates of the Past UNESCO-IUGS Earth Processes in Global Change*, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 123-136.
- Meco J., Guillou H., Carracedo J. C., Lomoschitz A., Ramos A. J. G. y Rodríguez-Yáñez J. J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 185: 197-210.

- Meco, J., Petit-Maire, N., Guillou, H., Carracedo, J. C., Lomoschitz, A., Ramos, A.-J. G. y Ballester, J. (2003). Climatic changes over the last 5,000,000 years as recorded in the Canary Islands. *Episodes*, 26: 133-134.
- Mendo, A. y Ortega, L. (1988). El túnel de La Atlántida. *Geo*, 14: 9-25.
- Montoriol-Pous, J. y De Mier, J. (1969). Estudio morfológico de las cavidades volcánicas desarrolladas en el malpais de La Corona. *Rev. Espeleología*, 22: 542-563.
- Mooré, J. G., Phillips, R. L., Grigg, R. W., Peterson, D. W. y Swanson, D. A. (1973). Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 537-546.
- Oostdam, B. L. (1965). Age of lava flows on Haleakala, Maui, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76: 393-394.
- Oyarzun, R., Doblaz, M., López Ruiz, J. y Cebriá, J. M. (1997). Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology*, 25: 727-730.
- Paillet D. y Bard E. (2003). High frequency palaeoceanographic changes during the past 140000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 181: 431-452.
- Paris, R., Guillou H., Carracedo J. C. y Pérez Torrado, F.-J. K-Ar ages, magnetic stratigraphy and morphological evolution of La Gomera: Implications for the Canary Islands age progression. *J. Geol. Soc. London*. (submitted).
- Pérez Torrado, F. J., Santana, F., Rodríguez-Santana, A., Melián, A. M., Lomoschitz, A., Gimeno, D., Cabrera, M. C. y Báez, M. C. (2002). Reconstrucción paleogeográfica de depósitos volcanosedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos. *Geogaceta*, 32: 43-46.
- Peterson, D. W. y Swanson, D. A. (1974). Observed formation of lava tubes during 1979-71 at Kilauea Volcano, Hawaii. *Studies in Speleology*, 2-6: 209-223.
- Peterson, D. W. y Tilling, R. I. (1980). Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea volcano, Hawaii: Field observations and key factors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7: 271-293.
- Peterson, D. W., Holcomb, R. T., Tilling, R. I. y Christiansen, R. L., (1994). Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, 56: 343-360.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chapellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltman, E. y Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429-436.
- Porter, S. C. (1972). Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 3607-3612.
- Rao, D. R., Choubey, V. M. y Rao, T. V. S. (1991). IThERM: A basic program for magnetite-ilmenite thermometry. *Comput. Geosci.*, 17-2: 307-314.
- Reiners, P.W., Nelson, B.K y Izuka, S.K. (1998). Structural and petrological evolution of the Lihue basin and eastern Kauai, Hawaii. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 111: 674-685
- Renne, P. R., Swisher, C. C., Deino, A. L., Karner, D. B., Owens, T. L. y DePaolo D. J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.*, 145: 117-152.
- Rothe, P. (1996). Kanarischen Inseln. *Sammulung geologischer Führer*, Band 81, Gebr. Bornträger, Berlin.
- Singer, B. S., Relle, M. K., Hoffman, K. A., Battle, A., Laj, C., Guillou, H. y Carracedo, J. C. (2002). Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. *J. Geophys. Res.*, 107: 2307, doi: 10.1029-2001JB001613.
- Stearns, H. T. (1946). Geology of the Hawaiian Islands. *Hawaii Divis. Hydrography Bull.*, 8: 1-1105.
- Steiger, R. H. y Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- Swanson, D. A. (1973). Pahoehoe flows from the 1969-71 eruption of Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84: 615-626.
- Thomas, L. E., Hawkesworth, C. J., Van Calsteren, P., Turner, S. P. y Rogers N. W. (1999). Melt generation beneath ocean islands: A U-Th-Ra isotope study from Lanzarote in the Canary Islands. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 4081-4099.
- Verma, S. P., Torres-Alvarado, I. S. y Sotelo-Rodríguez, Z. T. (2002). SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rocks classification system. *Computers & Geosciences*, 28: 711-715.
- Walker, G. P. L. (1990). Geology and Volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science*, 44: 315-347.
- Wood, C. A. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7: 387-413.
- Wood, C. (1981). Exploration and geology of some lava tube caves on the Hawaiian volcanoes. *Trans. British Cave Res. Assoc.*, 8: 111-129.
- York, D. (1969). Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 320-324.
- Zazo C., Hillaire-Marcel C., Goy J. L., Ghaleb B. y Hoyos M. (1997). Cambios del nivel del mar-clima en los últimos 250 ka: (Canarias orientales, España). *Bol. Geol. Min.*, 108: 487-497.
- Zazo, C., Goy, J. L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P. Y., Soler, V., González-Delgado, J. A., Dabrio, C. J. y Ghaleb, B. (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 de Quaternary. *Quaternary Sc. Rev.*, 21: 2019-2046.
- Zöller, L., Suchdolezt, H. y Küster, N. (2003). Geoarchaeological and chronometrical evidence of early human occupation on Lanzarote (Canary Islands). *Quaternary Sc. Rev.*, 22: 1299-1307.

Recibido el 1 de noviembre de 2003.
Aceptado el 28 de diciembre de 2003.