

CANARIAS Y HAWAII: DOS ARCHIPIÉLAGOS ASOCIADOS A PUNTOS CALIENTES

José Mangas Viñuela

Dpto. Física-Geología. Facultad de Ciencias del Mar

Campus Universitario de Tafira

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

35.017 Las Palmas de Gran Canaria

e-mail: jose.mangas@fisica.ulpgc.es

Teniendo en cuenta las características geotectónicas de **Canarias y Hawaii**, los dos archipiélagos están *asociados a puntos calientes* intraplaca. Los **puntos calientes** son **anomalías térmicas** en el Manto terrestre que desarrollan un magmatismo (plutonismo y volcanismo) en la Litosfera (Manto superior y Corteza). Estas anomalías se muestran de forma irregular en el planeta y, así, las encontramos tanto en **zonas de litosfera oceánica** (por ejemplo, *Canarias en la Placa Africana* o *Hawaii en la Pacífica*) y continental (por ej. Yellowstone en la Placa Norteamericana) como en límites de placa litosférica (por ej. Islandia en la dorsal atlántica).

El **manto** terrestre, situado entre la discontinuidad de Gutenberg (2900 Km de profundidad) y la de Mohorovicic (entre 3 y 80 Km), es sólido y está constituido de **peridotitas** (rocas subsaturadas con $\text{SiO}_2 \approx 45\%$, $\text{MgO} \approx 40\%$, FeO y $\text{Fe}_2\text{O}_3 \approx 9\%$ y constituidas por minerales como olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno y, en menor proporción, feldespato, espinela y granate). La temperatura terrestre aumenta con la profundidad pero su distribución en el manto es irregular, lo que origina corrientes de convección. Los **puntos calientes** tienen un origen controvertido pero se acepta que están asociadas a estas zonas del manto donde hay *corrientes ascendentes* calientes (plumas mantélicas) y estos ascensos van a originar una anomalía térmica en la litosfera terrestre que está más fría. Por estudios experimentales se sabe que, cuando el **manto peridotítico ascendente y sólido** alcanza aproximadamente los **75 Km** de profundidad, empieza a **fundir parcialmente** con valores de 1-2% (líquido en poros). Su ascenso adiabático posterior va aumentando el grado de fusión parcial alrededor de 7% (a unos 40 Km el líquido ya está interconectado por medio de fisuras) y se puede alcanzar valores de 30 o 40% de fusión con temperaturas generalmente por encima de 1200°C. El **residuo refractario** es peridotítico mientras que el **líquido primario** formado tiene composiciones que dependen del grado de fusión parcial alcanzado. No obstante, este **líquido es generalmente básico o basáltico** con SiO_2 entre 45 y 52%, con MgO , FeO y $\text{CaO} \approx 30\%$ (el #Mg --que es la proporción de 100 Mg/Mg+Fe-- $\geq 70\%$)

y pobre en Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , MnO_2 , etc. ($\approx 20\%$). Este líquido basáltico tiene **menor densidad** (2.6 gr/cc a presión atmosférica) que las rocas peridotíticas encajantes ($\approx 3,1$ gr/cc a presión atmosférica) y está más caliente. Por ello, este asciende con facilidad por la litosfera terrestre hasta alcanzar una **zona de flotabilidad**, donde se almacena formando **cámaras magmáticas** (varias cámaras asociadas al volcán Kilauea, isla de Hawaii, se distribuyen a lo largo de 70 Km de longitud y, entre 2 y 7 Km de profundidad). El ascenso de la pluma mantélica y del líquido basáltico presiona la litosfera, **abombándola y fracturándola**, lo que facilita la formación de **erupciones volcánicas submarinas y/o subaéreas**. En Hawaii se ha calculado que la zona de abombamiento es de unos 1.000 Km, el fondo oceánico está levantado unos 1.200 m con relación a las áreas colindantes y la zona de volcanismo activo ocupa un área de unos 200 Km. El líquido también puede **quedarse en la cámara magmática** y evolucionar sus características físico-químicas (temperatura, presión, composición, concentración, densidad, viscosidad, entre otros factores) con el tiempo, por lo que las erupciones siguientes van cambiando de composición química y características físicas (**diferenciación magmática**). Igualmente, pueden existir otros procesos de diferenciación como inyecciones de nuevo magma primario en las cámaras (mezcla de magmas) o contaminaciones del magma por la asimilación de rocas encajantes.

El punto caliente de **Canarias** es *poco activo* con *bajas tasas de fusión parcial del manto ($\approx 10\%$)* y da lugar a *líquidos (magmas) ricos en álcalis (Na_2O y $\text{K}_2\text{O} > 3\%$)* denominados **“alcalinos”**. Sin embargo en **Hawaii**, el punto es mucho más *activo* con *tasas $\approx 30\%$* y líquidos pobres en álcalis ($< 3\%$ del total) llamados **“tholeiíticos”**. Cuando los magmas **se diferencian** en las cámaras y se emiten al exterior, se originan diferentes tipos de rocas volcánicas. Así, en **Canarias** podemos encontrar con el aumento de diferenciación magmática: **basaltos alcalinos, tefritas, traquibasaltos, traquitas y fonolitas** (rocas con sílice entre 52 y 65%, y álcalis entre 3 y 15%), pero en **Hawaii** aparecerán **basaltos tholeiíticos, basaltos andesíticos, andesitas, dacitas y riolitas** (sílice entre 52 y 65% y álcalis entre 3 y 8%).

Los puntos calientes son activos durante un tiempo geológico por lo que, en la litosfera oceánica se formarán primeramente emisiones que dan lugar a montañas submarinas y luego erupciones subaéreas que configurarán las islas. Como sabemos, las *placas litosféricas terrestres están en movimiento*, por lo que el punto caliente va a generar una **cadena de islas** a lo largo del tiempo (Figs. 1 y 2). Ahora bien, **hay diferencias geotectónicas** en los archipiélagos que tratamos. El punto caliente de **Canarias** se ha desarrollado sobre litosfera oceánica formada en la *Dorsal del Atlántico Norte, que es una dorsal lenta* (la generación de corteza oceánica es de < 3

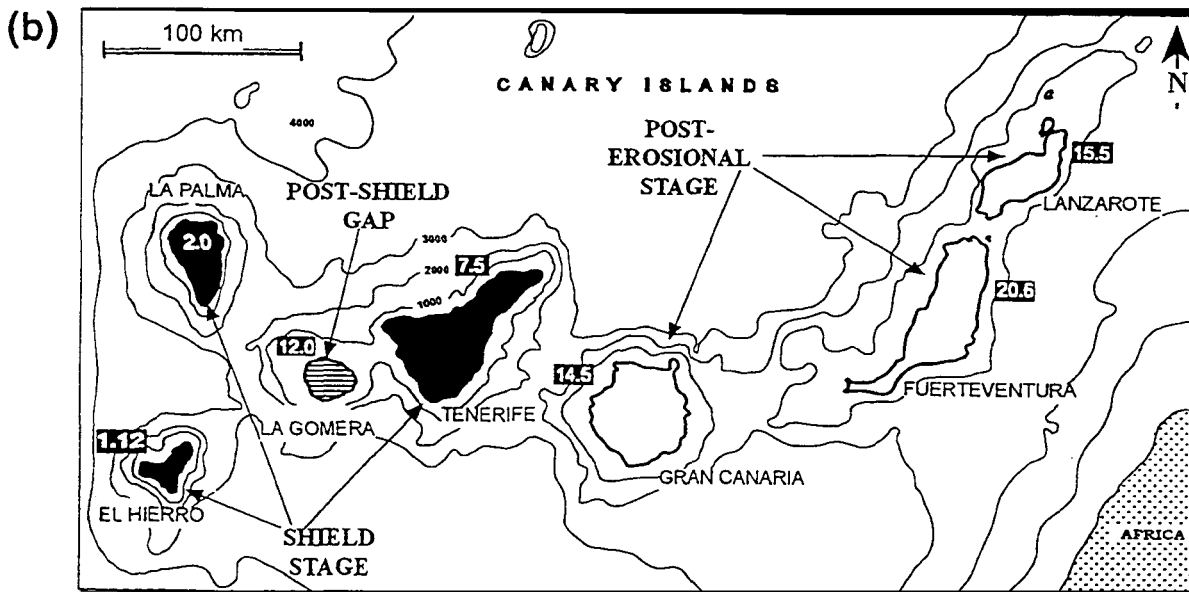
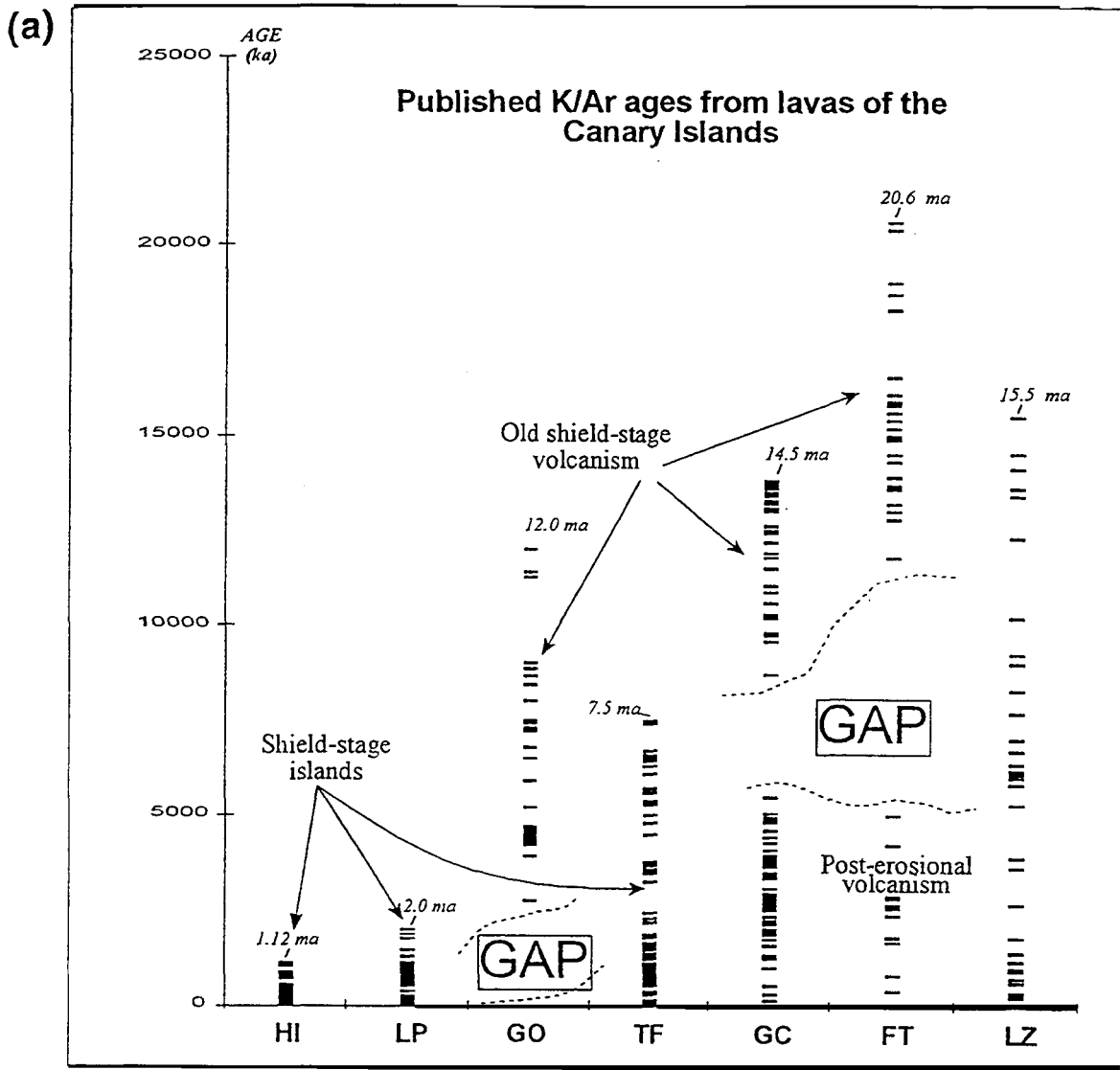


Figura 1) a) Edades K/Ar publicadas de rocas volcánicas subaéreas de las Islas Canarias, b) Batimetría de las islas Canarias y edades K/Ar de las rocas volcánicas subaéreas más antiguas en cada isla y clasificación de las islas según las etapas del modelo hawaiano sobre génesis de islas oceánicas: escudo, erosiva y rejuvenecimiento (tomado de Carracedo et al. 1998).

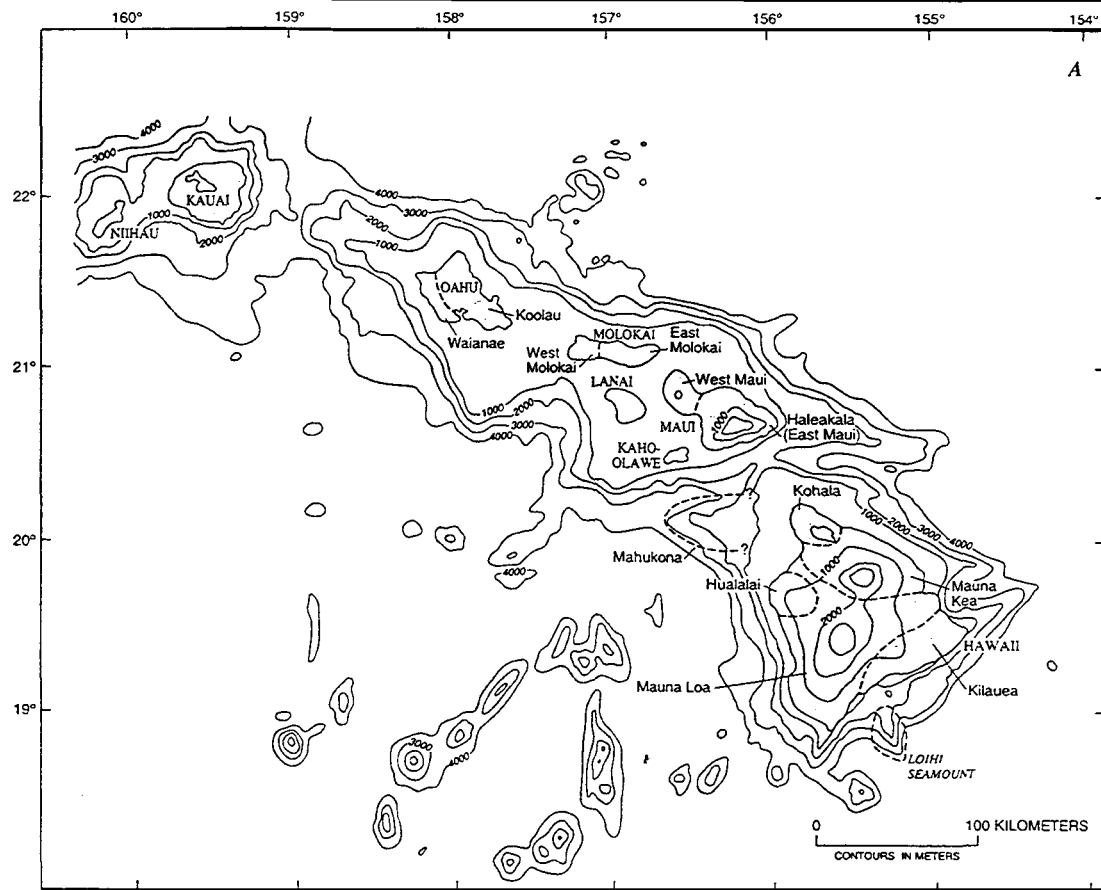


Figura 2. Topografía y batimetría general de las Islas Hawaii. Se identifican los volcanes en escudo de cada isla (tomado de Wolfe et al. 1997).

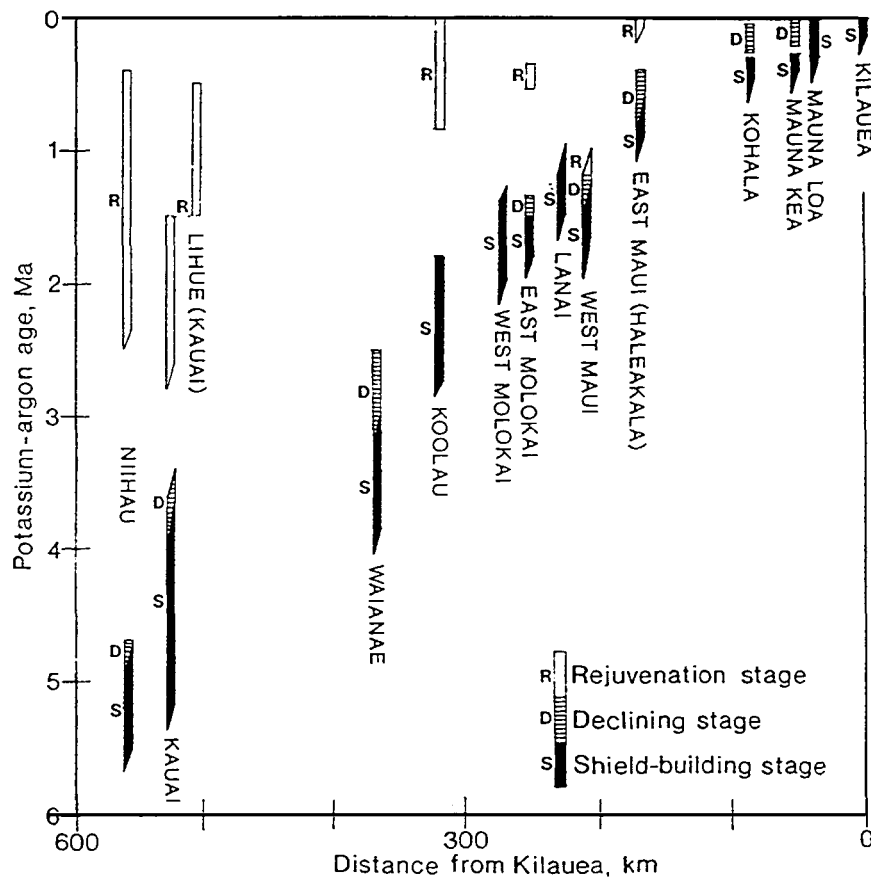


Figura 3. Edades K/Ar de las rocas de Hawaii en millones de años y distancia de los distintos centros volcánicos en escudo desde el Kilauea, isla de Hawaii (tomado de Harker, 1990).

cm/año) mientras que en **Hawaii** está asociada a la placa Pacífica que está relacionada con la dorsal **rápida del Este del Pacífico** (9 cm/año). Además, la litosfera oceánica en **Canarias** tiene una edad **jurásica (unos 160 m.a.)** mientras que la de **Hawaii** es **cretácica (unos 70 m.a.)**. Por consiguiente, la placa litosférica en la zona de Canarias es más *vieja, fría, potente y resistente* que la de Hawaii. Por último, **Canarias** está muy cerca del margen continental africano y por ello muy influenciada por la **fase tectónica Alpina** en el Norte de Africa (cadena del Atlas) y la asociada al margen continental.

Todas estas características geotectónicas van a influir en el desarrollo de magmatismo en cada archipiélago. La actividad magmática del **punto caliente en Canarias** tiene aún controversia en cuanto a su comienzo puesto que rocas plutónicas submarinas de Fuerteventura están datadas en unos **60 m.a.** (Cretácico) y rocas volcánicas submarinas de un sondeo profundo en Lanzarote tienen una edad de unos **30 m.a.** (Oligoceno). Esta actividad en Canarias, ha dado lugar a **7 islas y varios islotes** en unos **500 Km** y hay una gradación temporal del vulcanismo subaéreo desde el oeste (edificio de Fuerteventura y Lanzarote con <20.6 m.a) al este (El Hierro <1.2 m.a.) (Fig. 1). Por su parte, **Hawaii** empezó hace unos **70 m.a.** y ha desarrollado más de **107 edificios** entre islas, atolones y guyots, a lo largo de **6.000 km** (cadena de Hawaii y Emperador). El archipiélago de Hawaii lo constituyen **7 islas y varios islotes** con un vulcanismo subaéreo de menos de 5 m.a., observándose una gradación temporal desde *Kauai (la más vieja con unos 5 m.a. situada al noroeste)* a *Hawaii (la más joven con volcanes activos en el sudeste)*, y estas islas se distribuyen en unos **600 km** (Figs. 2 y 3).

El estudio de las islas Hawaii ha permitido definir un **modelo de formación de islas oceánicas**:

- las islas empezarían a generarse durante una **fase de vulcanismo submarino** con emisión al principio de *lavas almohadilladas, masivas e hialoclastitas* y, cerca del nivel del mar, aparecería un vulcanismo más explosivo y con predominio de *brechas, lavas almohadilladas y hialoclastitas* (ej. volcán submarino de **Loihi**).
- Le sigue una **fase en escudo** con vulcanismo subaéreo *fisural (con directrices estructurales o rifts)* caracterizado por abundantes emisiones de coladas basálticas (en Hawaii tienen carácter geoquímico tholeiítico y en Canarias alcalino) y formación de voluminosos *edificios en escudo* de baja pendiente. Las tasas eruptivas calculadas durante esta fase en Hawaii oscilan entre $5 \text{ y } 10 \text{ Km}^3/100 \text{ años}$ o $1 \text{ m}^3 \text{ por segundo}$ (ej. volcanes **Kilauea** y **Mauna Loa**, en la isla de Hawaii).

En etapas más avanzadas de esta fase, se puede producir hundimientos de las cimas de los volcanes con *formación de calderas* y/o desequilibrios en las laderas del edificio con el desencadenamiento de grandes *deslizamientos*. También, y debido al gran volumen de materiales emitidos, existe un *hundimiento insular* por acomodo isostático (subsistencia), por ejemplo en la isla de Lanai hay arrecifes coralinos hasta 1.300 m de profundidad (subsistencia de 2.4 mm/año), cuando su existencia es de aguas someras.

- Posteriormente, la tasa eruptiva del volcán *desciende* ($0,5 \text{ Km}^3/100 \text{ años}$ o $0,1 \text{ m}^3 \text{ por segundo}$) y comienza la **fase de declive alcalina** (ej. volcanes de **Mauna Kea y Hualalai** en la isla de Hawaii). Es *alcalina* puesto que se dan procesos de diferenciación magmática en las cámaras y la emisión de coladas de composiciones intermedias y ácidas (basaltos alcalinos, hawaiiitas, traquitas, dacitas, etc.).
- Más adelante hay una **fase erosiva** donde predominan los procesos de desmantelamiento volcánico (volcán del **Oeste de Maui** en la isla de Maui).
- Por último, se ha definido una **fase de rejuvenecimiento volcánico** con escasas coladas subsaturadas en sílice y ricas en álcalis (basaltos alcalinos, basanitas, nefelinitas, ankaramitas, etc.) y edificios monogénicos. Las tasas eruptivas son muy bajas y $<0,001 \text{ Km}^3/100 \text{ años}$ o $<0,004 \text{ m}^3 \text{ por segundo}$ (ej. volcanes de **Honolulu** asociados al volcán en escudo Koolau en la isla de Oahu y volcán **Haleakala** en el Este de Maui).
- Cuando las islas se alejan del punto caliente empieza el hundimiento de la litosfera oceánica transformando las islas en **atolones** (ej. atolón de **Midway** en la cadena Hawaiana) y después a más profundidad los **guyot** (volcán submarino de **Suiko** en la cadena Emperador).

Sabemos que los “modelos” son simplificaciones y no siempre se adaptan completamente a la realidad. Así, los volcanes de Lanai y Oeste de Molokai **no** presentan fases de declive alcalino y de “rejuvenecimiento”. Sin embargo, por sus posiciones en la cadena hawaiana, y según el modelo, deberían de haberlas tenido.

Si aplicamos este modelo de formación de islas oceánicas a **Canarias**, observamos que **existen coincidencias** en el proceso evolutivo. Así, por ejemplo, **Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria** estarían en **fase de rejuvenecimiento**, **La Gomera** en **fase erosiva**, y **Tenerife, La Palma y El Hierro** en **fase en escudo** (Fig. 1). Los volcanes submarinos de **Las Hijas** (a unos 100 Km al sudoeste de El Hierro) podían representar la fase submarina de formación de nuevas islas oceánicas asociados al punto caliente de Canarias. También, algunas islas durante sus etapas en

escudo han desarrollado **rift** (dorsales de Pedro Gil en Tenerife, o Cumbre Vieja en La Palma etc.), **calderas** (Tejeda en Gran Canaria, las Cañadas en Tenerife, etc.) y espectaculares **deslizamientos submarinos** (en El Hierro, La Palma, Tenerife, etc.). Ahora bien, en Canarias hay numerosas **singularidades que nos diferencian** del modelo hawaiano:

- La **historia magmática de cada isla es más larga, exceptuando La Palma y El Hierro**, pues han tenido actividad desde el Mioceno hasta la actualidad. Por ello, en una misma isla, como en Gran Canaria, se pueden distinguir **varios ciclos de rejuvenecimiento (Ciclos magmáticos II y III)**. En Hawaii, las islas de más de 5 millones de años de antigüedad se convierten en atolones y guyots ya sin actividad volcánica.
- En algunas islas, como Tenerife y Gran Canaria, en las fases de escudo y de rejuvenecimiento, respectivamente, se han formado **estratovolcanes** (Teide y Roque Nublo) constituidos por rocas que varían en composición de máficas a sálicas y con mecanismos eruptivos de efusivos a muy explosivos.
- La **subsistencia en las islas Canarias es mucho menor** que en Hawaii puesto que es frecuente encontrar paleoplayas muy cerca del nivel del mar actual.
- Los **procesos intrusivos y tectónicos** son importantes en algunas islas provocando el **levantamiento de bloques** y situando, por ejemplo, litosfera oceánica jurásica o rocas ígneas submarinas en superficie (Fuerteventura, Gomera y La Palma).

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA V. y ORTÍZ R. (1991): The Canary Islands: tectonics, magmatism and geodynamics framework. *En: Magmatism in extensional structural setting, the phanerozoic african plate*. Eds. Kampunzu y Lubala. Ed. Springer Verlag, 208-249.
- CARRACEDO J.C., DAY S., GUILLOU H., RODRIGUEZ 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, 5, 591-604.
- MOORE J.G., CLAGUE D.A., HOLCOMB R.T., LIPMAN P.W., NORMARK W.R. y TORRESAN, M.E. (1989): Prodigious submarine landslides on the hawaiian ridge. *Jurn. Geophys. Res.*, 94, B12, 17.465-17.484.

- PEREZ TORRADO, F.J. (2000): Volcanoestratigrafía del grupo Roque Nublo, Gran Canaria. Ed. *Servicio de publicaciones de la ULPGC y Cabildo de Gran Canaria*. 455 pp.
- RIHM R., JACOBS C.L., KRSTEL S., SCHMINCKE H.U. y ALIBES B. (1998): Las Hijas seamounts - the next Canary islands?. *Terra Nova*, 10, 121-125.
- TILLING, R. y DVORAK, J. (1993): Anatomy of a basaltic volcano. *Nature*, vol. 363, 125-133.
- WALKER, G. (1990): Geology and Volcanology of the Hawaiian Islands. *Pacific Science*. Vol. 44, nº 4, 315-347.
- WOLFE W. E., WISE W.S. y DALRYMPLE B.G. (1997): The geology and petrology of Mauna Kea volcano, Hawaii -a study of postshield volcanism. *U.S. Geological survey professional paper 1557*, 129 pp.