

COSTA NORTE: CUEVAS DEL GUINIGUADA Y VALLE DE AGAETE

Pérez Torrado, F.J. y Cabrera Santana, M.C.

Departamento de Física-Geología, Ciencias Básicas, Campus de Tafira, ULPGC. 35017-Las Palmas de Gran Canaria. fperez@dfis.ulpgc.es; mcabrera@dfis.ulpgc.es

INTRODUCCIÓN

El crecimiento y evolución de una isla volcánica intraplaca representa una competición dinámica entre los procesos constructivos (actividad magmática) y los destructivos (erosión, fundamentalmente marina, y deslizamientos gravitacionales). La mayor parte de las huellas de esta dura competencia se van a localizar en las faldas sumergidas (apron) de las islas, siendo pocas las observables en afloramientos subaéreos. Las Islas Canarias, sin embargo, suponen una fantástica excepción a esta regla. Localizadas muy cerca del margen continental pasivo del oeste africano, por tanto sobre una corteza oceánica vieja y gruesa que las dota de una relativa estabilidad isostática, muestran una dilatada historia volcánica (> 20 Ma en Fuerteventura) en la que es posible observar todos los estadios evolutivos propios de la construcción de estas islas intraplacas: submarino, subaéreo inicial -shield-, reposo volcánico y rejuvenecimiento (Carracedo *et al.*, 2002). Por ello, son numerosos los afloramientos de formaciones marinas (incluso las ligadas a la etapa de construcción submarina) que han permitido el estudio y comprensión de esa competición entre el crecimiento volcánico de las islas y la acción del mar, marcando sucesivos episodios transgresivos y regresivos que, consecuentemente, han ido remodelando continuamente el relieve litoral.

En las dos paradas aquí propuestas de la excursión geológica por el litoral norte de Gran Canaria, se observarán depósitos marinos de edades y génesis diferentes, testigos de episodios transgresivos que en la actualidad se localizan a cotas muy elevadas (más de 160 m en el valle de Agaete).

CUEVAS DEL GUINCHO

El crecimiento subaéreo de Gran Canaria se caracteriza por la existencia de un intervalo de inactividad volcánica hacia finales del Mioceno (entre 8,5 a 5 m.a., aproximadamente) que separa los estadios de crecimiento inicial (que incluye la construcción de un complejo edificio en escudo, caldera de colapso y resurgencia

caldérica) del de rejuvenecimiento (construcción del estratovolcán Roque Nublo y actividad volcánica residual Plio-Cuaternaria) (Schmincke, 1994; Pérez Torrado *et al.*, 1995; Carracedo *et al.*, 2002). Es en este intervalo cuando tiene lugar el inicio de una importante acumulación de depósitos sedimentarios en los sectores costeros del NE, E y, en menor medida, S, N y O de la isla, dando lugar a la denominada Formación Detrítica de Las Palmas –FDLP– (Gabaldón *et al.*, 1989; ITGE, 1992). Esta formación se divide en tres miembros, correspondiendo el Miembro Inferior a depósitos aluviales (arenas y conglomerados de cantos fonolíticos Miocenos) originados exclusivamente durante el hiato volcánico, mientras que el Miembro Medio comprende depósitos marinos de características litorales formados al final del hiato volcánico (entre los 5 a 4 m.a., aproximadamente), fruto de un periodo transgresivo en el que se encontraba inmersa Gran Canaria. Finalmente, el Miembro Superior incluye una sucesión de depósitos aluviales, laháricos y piroclásticos, con ocasionales lavas intercaladas, formados contemporáneamente al crecimiento del estratovolcán Roque Nublo en el centro de la isla (Pérez Torrado *et al.*, 1995; Pérez Torrado, 2000).

Relacionados con los depósitos marinos del Miembro Medio de la FDLP, a cotas que oscilan entre los 50 a 110 m, se localizan en los sectores costeros del NE de Gran Canaria una amplia gama de materiales y estructuras producto de la transformación de flujos volcánicos subaéreos (ya fueran lávicos o piroclásticos) al penetrar en el mar (Figura 1).

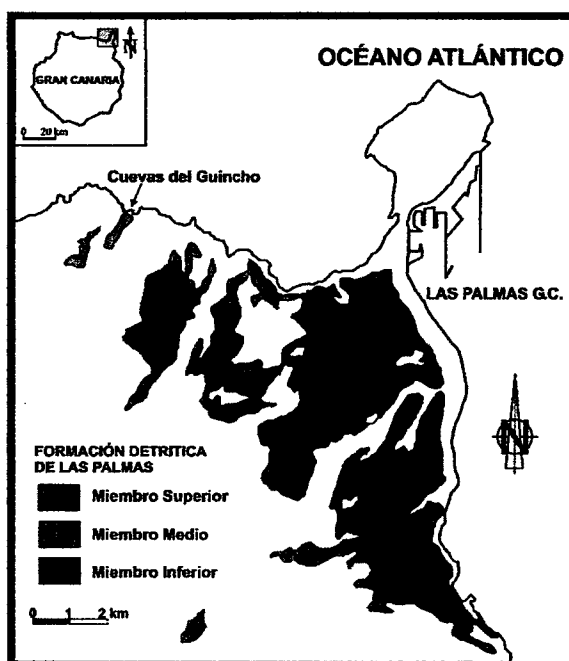


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la Formación Detrítica de Las Palmas (modificado de ITGE, 1992) y localización de las Cuevas del Guincho.

Concretamente, en esta parada de las Cuevas del Guincho se localizan una serie de excepcionales afloramientos por la calidad de la exposición de sus materiales, la gran variedad de estructuras sedimentarias y volcánicas existentes y todo en un área de reducidas dimensiones. En conjunto, representan un episodio transgresivo marino que paulatinamente se va somerizando hacia techo y que se ve alterado por la entrada de materiales volcanoclásticos en dos diferentes momentos (Cabrera y Pérez Torrado, 1988; Pérez Torrado *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2004). Por otro lado, toda esta secuencia volcanosedimentaria se encuentra irregularmente cubierta por lavas del volcán Montaña de Arucas (datado en 152 ± 11 ka por Guillou *et al.*, 2004) que se disponen en posición “cantil”, diferente a la disposición “plataforma” observada más al oeste en la zona denominada Punta del Camello. Ello da idea de una costa inmadura con cantiles y “bajas”, similar a la observada en la actualidad en esta misma área.

A continuación se describen las principales características de estos materiales, cuya columna estratigráfica sintética se observa en la figura 2. Respecto a los depósitos sedimentarios, se distinguen tres tipos de facies (Cabrera y Pérez Torrado, 1988):

- **Facies de arenas laminadas.** Consiste en secuencias granodecrecientes de 0,5 m de espesor en arenas medias a limos muy bien seleccionadas. Las bases son erosivas y pueden estar remarcadas por cantos fonolíticos y/o estructuras de “scour and fill”. La secuencia de estructuras indica un decrecimiento de energía a techo, pasando de estratificación cruzada planar o surcos muy tendidos a laminación debida a ripples de oscilación de media a pequeña escala y laminación paralela en los finos. Existe numerosas huellas de bioturbación que, en ocasiones, pueden llegar a destruir las estructuras tractivas. Todas estas estructuras son producidas por el oleaje y por tanto son indicativas de un subambiente de “shoreface medio”.
- **Facies de arenas bioturbadas.** Capas de arenas finas poco seleccionadas, sin superficies claras de estratificación y estructuras sedimentarias difusas. En ocasiones se observan hiladas de cantos de 1-5 cm de tamaño, así como restos de laminaciones, rodolitos y fragmentos de moluscos. El rasgo principal de esta facies lo constituye la bioturbación que borra casi totalmente las estructuras sedimentarias. Se trata de tubos de hasta 4-5 cm de diámetro en todas las direcciones. El mecanismo dominante sería el oleaje (marcado por restos de laminación debida a ripples de oscilación), con tormentas esporádicas (hiladas de cantos) en un medio de baja energía (Shoreface inferior), donde los organismos destruyen todas las estructuras sedimentarias y homogenizan el sedimento.
- **Facies conglomeráticas.** A techo de toda la secuencia sedimentaria y de manera muy irregular, aparecen unos conglomerados con cantos de fonolitas

(algunos rubefactados) y basaltos muy redondeados, abundantes rodolitos y restos de moluscos. Se disponen según estratificaciones cruzadas en surco o imbricaciones de cantos que marcan direcciones hacia el N (el mar). Representan un medio de alta energía donde el proceso dominante es la batida del oleaje (playa de cantos).

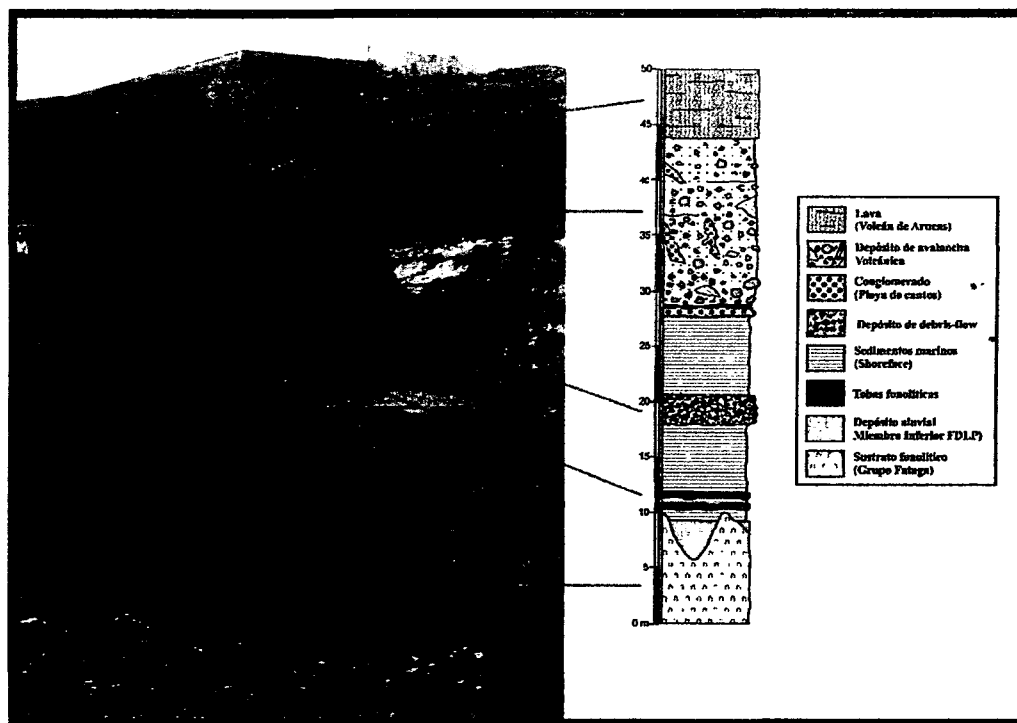


Figura 2. Vista general y columna estratigráfica sintética de las Cuevas del Guincho (modificado de Pérez Torrado *et al.*, 2000)

Por su lado, se distinguen los siguientes depósitos volcánicos (Pérez Torrado *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2004):

- **Lavas fonolíticas.** Constituyen el sustrato de la columna volcanoclástica superior. Estas lavas, casi omnipresentes a lo largo de toda la costa N de la isla, representan los episodios finales de actividad volcánica Miocena.
- **Tobas fonolíticas.** Intercaladas entre los sedimentos marinos en la parte baja de la columna, se presentan en dos capas de 1 m aproximado de espesor cada una. La apariencia es muy similar a la de los depósitos de “flujo de bloques y cenizas” (block & ash flow), con un alto porcentaje de material juvenil (muy vesiculado), de color blanco, anguloso a subanguloso, con tamaños medios de unos 5 cm y ausencia total de texturas de soldadura térmica. Los líticos son también de naturaleza fonolítica, subangulosos y con tamaños algo menores que los juveniles. Tanto las bases como los techos de estas capas son

en general planos. Su característica mas destacada es la existencia de restos fósiles marinos (moldes y fragmentos de bivalvos y gasterópodos) incorporados en la capa inferior. Por ello, estos depósitos pueden interpretarse como el resultado de la llegada de flujos piroclásticos subaéreos a un ambiente marino poco profundo en el que son capaces de penetrar y fluir, ingiriendo agua y bioclastos pero sin mostrar grandes modificaciones en la estructura final del depósito (Gimeno y Onnis, 1987). Las características litológicas de estas tobas permiten englobarlas dentro de la Formación Fonolítica Miocena (ITGE, 1992), lo que implicaría la existencia de discretos periodos explosivos de los volcanes de este grupo de forma casi contemporánea al inicio de la actividad volcánica del Grupo Roque Nublo.

- **Brecha intermedia.** Forma un cuerpo de espesor variable (3 a 4 m), con alto contenido en clastos (fonolíticos, basálticos, “juveniles” y “cantos blandos”), con diámetros muy variables (desde submilimétricos hasta 70 cm) y ordenados en secuencia granodecreciente. En la base de este depósito se observa el desarrollo de un nivel de espesor centimétrico (5-10 cm), granulometría fina y gradación inversa. A techo se localizan algunos moldes de restos vegetales. Todas sus características indican que este material ha sido transportado y emplazado mediante un mecanismo de “debris flow” en un ambiente marino somero. Sin embargo, los estudios paleomagnéticos de sus diferentes clastos indican que en origen se trataba de un flujo piroclástico (pyroclastic flow) generado en erupciones altamente explosivas del volcán Roque Nublo en el centro de la isla (Pérez Torrado *et al.*, 1997). Durante su transporte subaéreo, el flujo piroclástico debió incorporar los clastos fonolíticos del lecho del barranco por donde venía encauzado, así como los fragmentos vegetales. Una vez penetra en el mar, incorpora cantidades importantes de agua, lo que provoca procesos de liquefacción en la matriz y elutriación de sus componentes más finos. Consecuentemente, el nivel basal de gradación inversa desaparece y la relación clastos/matriz se incrementa, pudiendo adquirir el flujo un comportamiento “granular” en sus zonas más distales.
- **Brecha superior.** Se trata de un cuerpo irregular con un espesor promedio de 15 m, compuesto por bloques angulosos, muy heterométricos (incluso de varios metros de tamaño), de naturaleza lávica o brecha volcánica (ambas derivadas de materiales del volcán Roque Nublo), rodeados de una matriz escasa y gruesa. Los aspectos más destacados de este depósito son: i) la intensa deformación que provoca en ciertos puntos a los sedimentos marinos infrayacentes; ii) la inyección de diques “neptunianos” de varios metros de longitud por succión ascendente de sedimento marino, así como estructuras de escape de fluidos (pipes); iii) la amplia presencia de fracturación tipo “jig-saw” en la mayoría de los bloques. Estas características son típicas de los depósitos de avalanchas volcánicas (Ui y Glicken, 1986). En este caso, debe tratarse de una ava-

lancha originada por el colapso lateral de parte del flanco N del estratovolcán Roque Nublo en el centro de la isla (a más de 25 km de distancia), de igual modo que ha sido ampliamente reconocido para sus flancos meridionales (García Cacho *et al.*, 1994). La presencia de líticos en forma de “bombas” podría indicar un desencadenamiento del colapso por actividad volcánica y, por tanto, la avalancha pudo ser emplazada a altas temperaturas. En el momento en que penetra en el mar, ingiere agua y sufre procesos de dilatación, lo que permite la inyección de “diques neptunianos” y la presencia de “pipes”.

VALLE DE AGAETE

Los depósitos del Valle de Agaete (NO de Gran Canaria) objeto de esta parada, fueron citados por primera vez por Denizot (1934) y posteriormente descritos por Lecointre *et al.* (1967), Meco (1989), ITGE (1992) y Meco *et al.* (2002), entre otros. En todos estos trabajos se catalogan como terrazas marinas a partir, casi exclusivamente, de criterios paleontológicos. Sin embargo, los datos estratigráficos, sedimentológicos y geomorfológicos que a continuación se describen permiten caracterizarlos como depósitos de tsunamis.

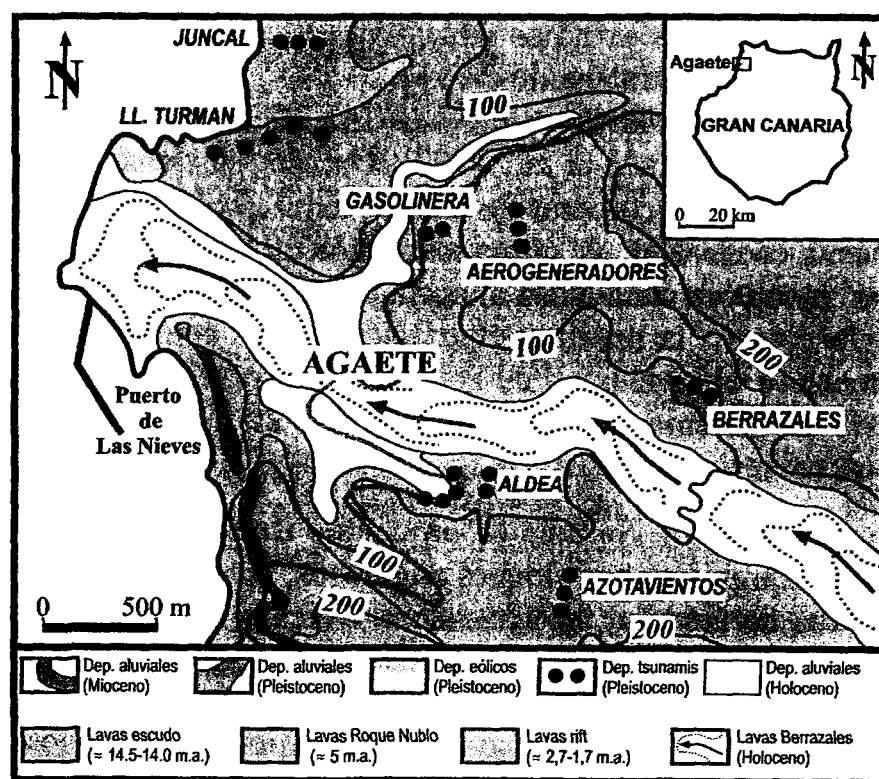


Figura 3. Mapa geológico simplificado del Valle de Agaete y localización de los depósitos de tsunamis (modificado de Pérez Torrado *et al.*, 2002)

El Valle de Agaete se excava en materiales volcánicos de diversas edades, fundamentalmente lavas básicas de la etapa inicial de crecimiento en escudo de la isla en el Mioceno (Figura 3). Discordantemente sobre estas lavas se encuentran otras pertenecientes a la etapa de rejuvenecimiento. Así, de forma local en su ladera meridional, afloran lavas ligadas al volcanismo Roque Nublo, que aquí han sido datadas en unos 5 m.a. (ITGE, 1992; Guillou *et al.*, 2004). Por el contrario, las lavas Plio-Cuaternarias ligadas al volcanismo tipo rift y que en este valle muestran edades comprendidas entre 2,75 y 1,75 m.a. (Guillou *et al.*, 2004) afloran con gran extensión en las vertientes septentrionales Intercalados entre estas secuencias de lavas o adosados a las laderas del valle, afloran de forma dispersa depósitos sedimentarios de distinta naturaleza. Finalmente, por el fondo del barranco discurre una colada de lava proveniente de pequeños conos estrombolianos situados en Los Berrazales (cabecera del valle), los cuales por su grado de conservación y alineación con otros conos estrombolianos de edad conocida se consideran holocenos (Mangas *et al.*, 2002).

Los depósitos marinos se localizan en siete distintos afloramientos a lo largo del valle y con cotas que oscilan entre 50 y 160 m (Figura 4) La extensión de estos afloramientos es muy variable, si bien muestran en general geometrías lenticulares de escala métrica a decamétrica y potencias entre 1 a 5 m, observándose una disminución progresiva de las mismas hacia el interior del valle. Se apoyan sobre lavas miocenas pertenecientes al edificio en escudo, a excepción del afloramiento de Llanos de Turman (cota 41-58 m), donde se apoyan sobre lavas Plio-Cuaternarias de la etapa de rift y que han sido datadas en 1,75 m.a. (Guillou *et al.*, 2004). En la mayoría de los afloramientos, intercalados entre el sustrato volcánico y los depósitos marinos se disponen materiales sedimentarios coluvionares, fragmentos de los cuales son incorporados en los conglomerados marinos. Por último, en afloramientos como Llanos de Turman, Gasolinera, Aerogeneradores y Aldea, los depósitos marinos son cubiertos por sedimentos coluvionares o suelos. ITGE (1992) cita una edad de 32 ka en gasterópodos terrestres incorporados en sedimentos coluvionares similares a los que recubren los depósitos marinos del Valle de Agaete. Por tanto, la edad de estos depósitos puede estimarse comprendida entre 1,75 m.a. y 32 ka.

Sus principales características son (Pérez Torrado *et al.*, 2002):

- **Geomorfológicas.** Los distintos afloramientos muestran siempre geometrías lenticulares adaptadas a un relieve muy similar al actual, por tanto, de carácter aluvial. Pendientes y orientaciones de las pendientes van variando de acuerdo con la ladera del valle en la que se encuentren los afloramientos, apuntando hacia el eje principal del valle (Figura 4).

Sedimentológicas. Se trata de conglomerados heterométricos, pobremente clasificados, con cantos angulosos a redondeados de naturaleza volcánica (en su mayoría lavas miocenas) y con fósiles marinos muy fragmentados. Internamente muestran una estratificación grosera en dos o más capas, normalmente con marcadas granoselecciones negativas, imbricación de sus cantos y estructuras de erosión y relleno. El tamaño de los cantos disminuye hacia el interior del valle, mientras que en ese mismo sentido aumenta algo la proporción de matriz arenosa, sin superar nunca valores del 20%. Las direcciones de imbricación de los cantos muestran orientaciones variables dependiendo de la capa que se trate, así como de la orientación de los afloramientos. Sin embargo, existe un sentido predominante hacia el interior del valle en las capas inferiores, mientras que en las superiores es hacia el mar.

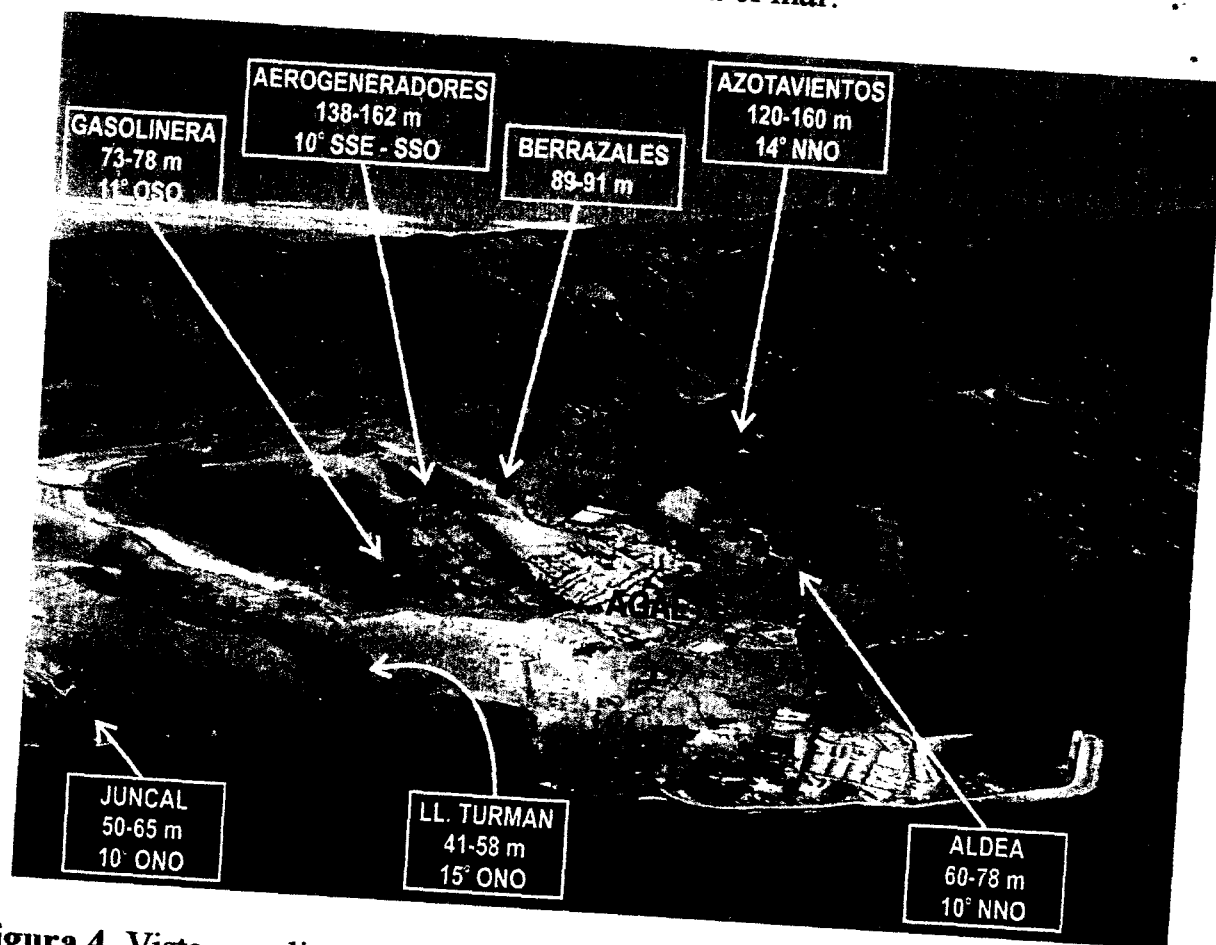


Figura 4. Vista en relieve del Valle de Agaete, con la localización de los 7 afloramientos de tsunamis encontrados y sus distintos valores de altura, pendiente y orientación de las pendientes.

Paleontológicas. Se han distinguido unas 50 especies de macrofósiles, de las que una gran parte aún viven en aguas más cálidas que las existentes en

la actualidad en Canarias (e.g., Meco, 1989; Meco *et al.*, 2002). Tres aspectos tafonómicos llaman la atención: i) los fósiles, en general, están bastante fragmentados, observándose un incremento en el grado de fragmentación hacia los afloramientos mas distales de la costa; ii) los fósiles no se encuentran nunca en posición de vida, incluso para ejemplares de bivalvos que han sido hallados con las dos valvas juntas y iii) mezcla de fósiles, unos muy erosionados y otros con la ornamentación externa muy bien conservada.

Una primera característica que apunta hacia un origen por tsunami para los depósitos estudiados viene dada por la propia distribución de sus afloramientos. Las cotas, pendientes y orientaciones de sus pendientes que presentan son fruto exclusivo de su adaptación a un relieve muy similar al actual, por tanto, de carácter aluvial. No se han encontrado evidencias de fallas que pudieran sugerir una compartimentación tectónica. Por el contrario, en la ladera septentrional del valle, las lavas de la etapa rift exhiben una gran continuidad lateral que puede seguirse por kilómetros, lo mismo que ocurre con la lava holocena de los Berrazales. Ciertas características sedimentológicas, como la mezcla de cantos de diferentes morfologías (desde casi esféricos hasta muy angulosos), sorting muy pobres, capas siempre de grano grueso (conglomerados) en todas las cotas, disminución del centil hacia los depósitos de mayor cota, etc. son incompatibles con procesos marinos litorales comunes. Por otro lado, las acotaciones de edad de estos depósitos, así como la asociación fosilífera que presentan, permiten encuadrarlos en el Pleistoceno. En este periodo, todas las terrazas marinas localizadas en Canarias, especialmente en las islas orientales de Fuerteventura y Lanzarote que se encuentran en un estadio evolutivo similar al de Gran Canaria, presentan cotas con valores máximos de unos 70 m, estando en debate además la participación de movimientos isostáticos (Zazo *et al.*, 2002).

En cuanto a la génesis de estos tsunamis, son varios los mecanismos que pueden producirlos, entre los que se encuentra los deslizamientos gigantes de los flancos de un edificio volcánico (una extensa revisión puede encontrarse en Keating *et al.*, 2000). En Canarias se reconocen 9 deslizamientos gigantes producidos en el Pleistoceno (Figura 5a), de los que el generado en el Valle de Güímar (SE de Tenerife) resulta el más apropiado como origen del tsunami y los depósitos descritos, ya que:

- Es el único de esos deslizamientos que se orienta contra otra isla (Gran Canaria).
- La edad de este deslizamiento ($< 0,83$ m.a.; Ancochea *et al.*, 1990) es compatible con la horquilla de edades estimadas para los depósitos marinos del Valle de Agaete.

- El volumen de material generado en el deslizamiento ($>30 \text{ km}^3$; Teide Group, 1997) fue lo suficientemente elevado para provocar estos tsunamis y sus depósitos submarinos han sido cartografiados a pocos kilómetros de distancia de la costa de Gran Canaria (Figura 5b).
- La topografía del Valle de Agaete, localizado sobre una amplia plataforma insular (costa Oeste de Gran Canaria) y justo enfrente del Valle de Güimar, favoreció la concentración de la energía del tsunami y, como consecuencia, su run-up (inundación) hasta cotas elevadas, incluso si la amplitud de las olas fue pequeña y considerando un nivel del mar similar al actual o en posición más elevada.

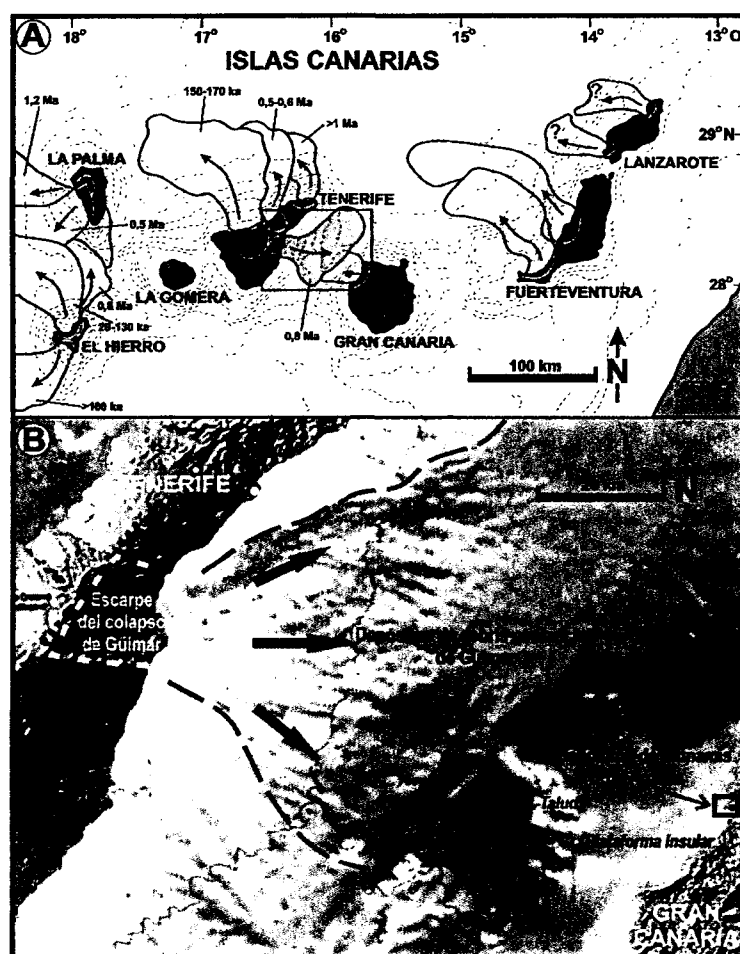


Figura 5. A) Situación espacial de los deslizamientos gigantes identificados en Canarias con indicación de edad de los deslizamientos Pleistocenos (modificado de Carracedo *et al.*, 2002). B) Mapa del relieve submarino en el pasillo Gran Canaria-Tenerife, con localización de los depósitos de debris-avalanche ligados al deslizamiento de Güimar (modificado de Teide Group, 1997). Obsérvese además la amplia plataforma existente en la costa oeste de Gran Canaria que actuaría de rampa de lanzamiento para las olas del tsunami

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ancochea, E., Fuster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernan, F. y Cantagrel, J.M. (1990): Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new Kr/Ar data; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44: 231-249.
- Cabrera, M.C. y Pérez Torrado, F.J. (1988): Estudio de los materiales sedimentarios y piroclásticos de "las Cuevas del Guincho" (Gran Canaria, Islas Canarias); *II Congreso Geoógico de España*, Granada, volumen 1: 55-58.
- 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; En: F.A.W Gibbons y T. Moreno, T. (Eds.), *The Geology of Spain*; The Geological Society, London : 438-472.
- Denizot, G. (1934) : Sur la structure des Iles Canaries, considérée dans ses rapports avec le problème de l'Atlantide ; *Compte Rendus d'Académie des Sciences*, 199: 372-373.
- Gabaldón, V.; Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación detrítica de Las Palmas. Sus facies y evolución sedimentológica; *ESF Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote, 210-215.
- García Cacho, L.; Díez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994): A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 217-229.
- Gimeno, D. y Onnis, G. (1987): Procesos de incorporación y preservación de bioclastos en flujos piroclásticos subacuáticos: dos ejemplos y un modelo genético; *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 569-575.
- Guillou, H., Pérez-Torrado, F.J., Hansen, A., Carracedo, J.C. y Gimeno, D. (2004): The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135: 221-246.
- ITGE (1992): *Proyecto MAGNA. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000: Gran Canaria (21-21/21-22)*.
- Keating, B.H.; Waythomas, C.F. y Dawson, A.G. (2000): *Landslides and tsunamis*; Birkhäuser Verlag, Basel. 443 p.
- Lecointre, G., Tinkler, K.J. y Richards, G. (1967): The Marine Quaternary of the Canary Islands; *Proc. Acad. Nat. Sci. Phila.*, 119: 331-333.

- Mangas, J., Pérez-Torrado, F.J., Gimeno, D., Hansen, A., Paterné, M. y Guillou, H. (2002): Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de La Caldera de Pinos de Gáldar y edificios volcánicos adyacentes; *Geogaceta*, 32: 47-50.
- Meco, J., (1989): Islas Canarias; En: A. Pérez-González, P. Cabra Gil y A. Martín Serrano (Coordinadores), *Mapa del Cuaternario de España a escala 1:100000. Islas Canarias*, Instituto Tecnológico y Geominero de España.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., García Ramos, A.J. y Rodríguez-Yáñez, J.J. (2002): The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands; *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 185 (1-2): 197-210.
- Pérez Torrado, F.J. (2000): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo (Gran Canaria)*; Servicio de Publicaciones del Cabildo de Gran Canaria y de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 459 pp.
- Pérez Torrado, F.J.; Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands; *Journal of the Geological Society of London*, 152: 807-818.
- Pérez Torrado, F.J.; Martí, J.; Mangas, J. y Day, S.J. (1997): Ignimbrites of the Roque Nublo group, Gran Canaria, Canary Islands; *Bulletin of Volcanology*, 58: 647-654.
- Pérez Torrado, F.J.; Schneider, J.L.; Gimeno, D.; Wassmer, P. y Cabrera, M.C. (2000): Mecanismos de transporte y emplazamiento de depósitos volcanoclásticos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias); *Geotemas*, 1 (3): 329-333.
- Pérez Torrado, F.J.; Paris, R.; Cabrera, M.C.; Carracedo, J.C.; Schneider, J.L.; Wassmer, P.; Guillou, H. y Gimeno, D. (2002): Depósitos de tsunami en el valle de Agaete, Gran Canaria (Islas Canarias); *Geogaceta*, 32: 75-78
- Schmincke, H.U. (1994): *Gran Canaria geological field guide*; 6th edition, Pluto Press, Kiel, 149 p.
- Schneider, J.L.; Pérez Torrado, F.J.; Gimeno, D.; Wassmer, P.; Cabrera, M.C. y Carracedo, J.C. (2004): Sedimentary signatures of the entrance of coarse-grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of the Las Palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, eastern Atlantic, Spain); *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138: 295-323.
- Teide Group (1997): Morphometric interpretation of the north-west and south-east slopes of Tenerife, Canary Islands; *Journal of Geophysical Research*, 102 B9: 20325-20342.

Ui, T. y Glicken, H.X. (1986): Internal structural variations in a debris avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA; *Bulletin of Volcanology*, 48: 189-194.

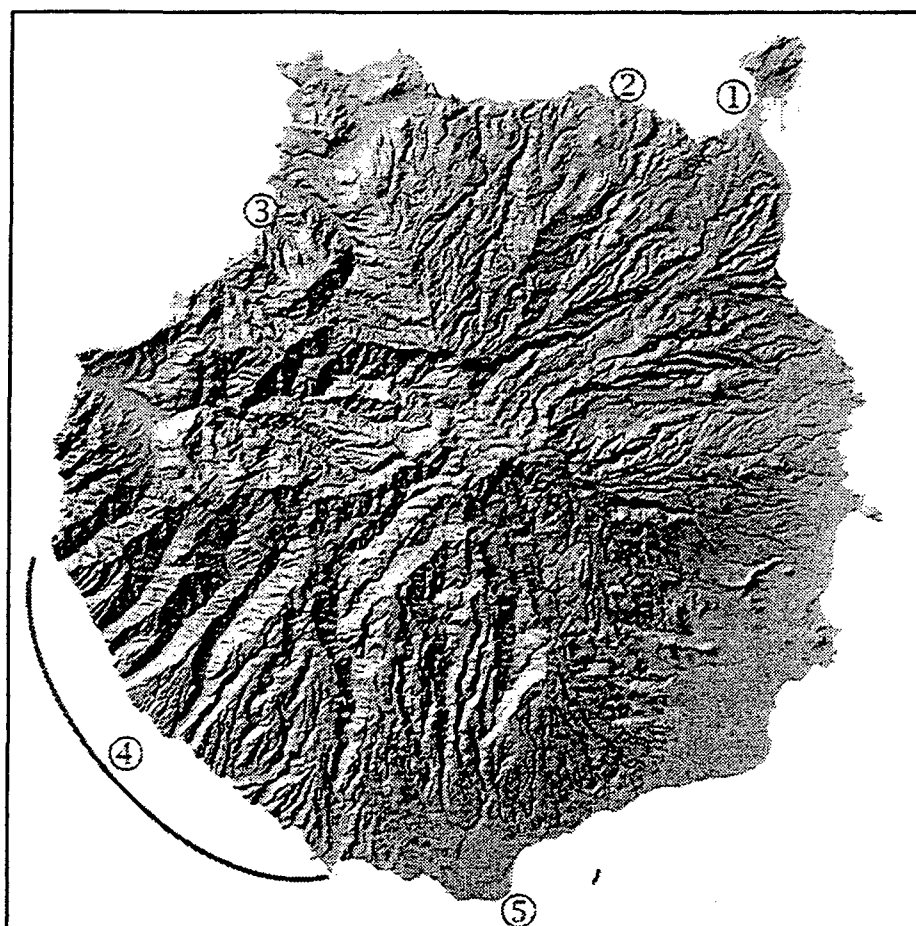
Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B., (2002): Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited –a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during Quaternary; *Quaternary Science Review*, 21: 2019-2046.



SALIDAS DE CAMPO

En el marco de las III Jornadas de Geomorfología Litoral se realizan dos salidas de campo, en las que se visitan diversos aspectos relevantes sobre la geomorfología costera de Gran Canaria. La primera de estas salidas se realiza por la costa Norte, en la que está previsto realizar las paradas 1 a 3. La segunda salida de campo se desarrolla por la costa S y SO de la isla, y en ella se visitan las localidades 4 y 5. Los distintos enclaves a visitar son los siguientes:

- Parada 1: Playa de Las Canteras
- Parada 2: Cuevas del Guincho
- Parada 3: Depósitos de tsunami de Agaete
- Parada 4: Recorrido en barco por la costa SO
- Parada 5: Dunas de Maspalomas



Localización de las salidas de campo en el mapa de sombras de Gran Canaria, elaborado por GRAFCAN, S.A.