

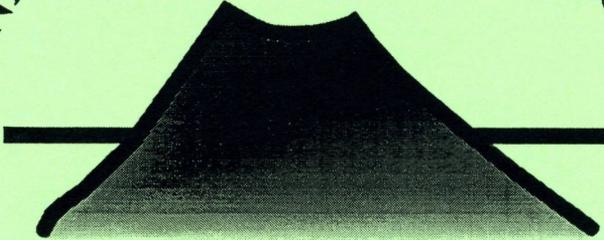


**BIBLIOTECA  
SIMON BENITEZ PADILLA**



**ULPGC**

# II JORNADAS CANARIAS DE GEOLOGÍA



**Noviembre 2003**  
Las Palmas de Gran Canaria

## **RESÚMENES DE LAS CONFERENCIAS**

### **COMITÉ ORGANIZADOR:**

#### **Dirección y Coordinación**

Dr. José Mangas Viñuela  
Dr. Alejandro Lomoschitz Mora-Figueroa  
Dña. Rosa del Río Hernández  
(Universidad de las Palmas de Gran Canaria)

#### **Secretaría y Relaciones Institucionales**

D. José Évora Molina  
D. Juan Bruno Pérez Santana  
(Biblioteca Simón Benítez Padilla)

### **PATROCINIO Y SUBVENCIÓN:**

Área de Cultura y Patrimonio Histórico / Consejo Insular de Aguas – **Cabildo de Gran Canaria**  
Dirección General de Universidades e Investigación – **Gobierno de Canarias**

### **COLABORAN:**

Área de Obras Públicas – Cabildo de Gran Canaria. Centro Atlántico de Arte Moderno (CAAM). Centro Superior de Formación del Profesorado. Colegio Oficial de Arquitectos de Canarias (COAC). Colegio Oficial de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos de las Palmas. Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos de Obras Públicas. Colegio Oficial de Aparejadores y Arquitectos Técnicos de las Palmas. Colegio Oficial de Licenciados y Doctores de las Palmas. Departamento de Ingeniería Civil y Departamento de Física – ULPGC. Escuela Universitaria Politécnica de las Palmas. Facultad de Ciencias del Mar. Facultad de Geografía e Historia. Ilustre Colegio Oficial de Geólogos. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). La Caja de Canarias. Protección Civil en Canarias.

## **PROGRAMA DE CONFERENCIAS**

### ***Martes, 11 de noviembre (de 16.00 a 20.00)***

- 16.00 Entrega de la documentación e Inauguración de las II Jornadas
- 16.30 Sesión 1:** *"Una visión actualizada de la Geología de Canarias"*.  
Dr. Juan Carlos Carracedo Gómez. Director de la Estación Volcanológica de Canarias (IPNA- CSIC)
- 17.30 descanso
- 18.00 Sesión 2:** *"La hidrogeología en La Aldea de San Nicolás, Gran Canaria"*.  
Josefina Muñoz Sanz. Doctoranda ULPGC
- 19.00 Sesión 3:** *"La avalancha volcánica de Tenteniguada, Gran Canaria"*.  
Dr. Aitor Quintana Uribe. Geólogo

### ***Miércoles, 12 de noviembre (de 16.30 a 20.00)***

- 16.30 Sesión 4:** *"Grandes deslizamientos en los flancos de las Islas Canarias"*.  
Dr. Miquel Canals Artigas. Catedrático de Geología Marina, Universitat de Barcelona.
- 17,30 descanso
- 18.00 Sesión 5:** *"Dinámica de playas y dunas en Canarias"*.  
Dr. Ignacio Alonso Bilbao. Profesor Titular ULPGC
- 19.00 Sesión 6:** *"Homenaje a D. José Sansón Cerrato (in memoriam)."*  
Eurogeólogo y Técnico de Protección Civil – Delegación del Gobierno.

### ***Jueves 13 de noviembre (de 16.30 a 20.15)***

- 16.30 Sesión 7:** *"Volcanismo submarino: significado, descubrimientos y ejemplos en las Islas Canarias"*.  
  
Dr. Domingo Gimeno Torrente. Profesor Titular, Universitat de Barcelona.
- 17,30 descanso
- 18.00 Sesión 8:** *"Estudios geotécnicos para edificación en Canarias"*.  
Luis Enrique Hernández Gutiérrez. Jefe de la Sección de Geotecnia. Gobierno de Canarias.
- 19.00 Sesión 9:** *"Historias geológicas de una parcela"*.  
José M<sup>a</sup> Morales de Francisco. Director de Geotécnica de Allirroz, S.L
- 20.00 Clausura**

## ÍNDICE

### CONFERENCIAS

#### **Martes, 11 de noviembre**

<i>"Una visión actualizada de la Geología de Canarias".</i>	1
<i>"La hidrogeología en La Aldea de San Nicolás, Gran Canaria"</i>	22
<i>"La avalancha volcánica de Tenteniguada, Gran Canaria".</i>	34

#### **Miércoles 12 de noviembre**

<i>"Grandes deslizamientos en los flancos de las Islas Canarias"</i>	41
<i>"Dinámica de playas y dunas en Canarias"</i>	56

#### **Jueves 13 de noviembre**

<i>"Volcanismo submarino: significado, descubrimientos y ejemplos en las Islas Canarias".</i>	67
<i>"Estudios geotécnicos para edificación en Canarias"</i>	75
<i>"Historias geológicas de una parcela"</i>	84

## UNA VISIÓN ACTUALIZADA DE LA GEOLOGÍA DE CANARIAS

**Juan Carlos Carracedo Ruíz**

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

### 1) PRIMERA CUESTIÓN: EL ORIGEN DE LAS CANARIAS Y SUS IMPLICACIONES

La discusión sobre un modelo de génesis para las Canarias (una detallada discusión de este tema puede encontrarse en Carracedo y Pérez Torrado, 2001 y Carracedo et. al, 2002) puede parecer una mera controversia académica, pero, en realidad, es mucho más que eso. De hecho, se trata en último extremo de aceptar a las Canarias como un archipiélago "especial", prácticamente una anomalía entre este tipo de islas, o, por el contrario, como un ejemplo más, con sus peculiaridades, de las numerosas cadenas de islas oceánicas.

Se acepta hoy de forma general –hasta el punto de que aparece en la *Enciclopedia of Volcanoes* (2000)– que hay más de un millón de volcanes submarinos, de los que sólo unos miles se localizan en un marco adecuado para crecer y emerger formando islas. Todos estos volcanes se integran en tres ambientes geodinámicos: 1. En el interior de placas litosféricas, 2. En las dorsales oceánicas (MORs), y 3. En los bordes de subducción. No hay, pues, espacio para alineaciones de islas en un ambiente distinto (i.e.: zonas de plegamiento o fracturación, por otra parte muy abundantes).

En esta clasificación, las Canarias, al igual que sus archipiélagos vecinos de Cabo Verde y Madeira corresponderían claramente al volcanismo propio de interior de placa, directamente relacionado con la actividad de una anomalía térmica del manto o punto caliente (Fig. 1). Este modelo permite explicar muchos de los aspectos más importantes de la geología que vamos a ver seguidamente, pero también otros, como las variaciones petrológicas y geoquímicas, ciertas características geofísicas, etc. Quedan, sin embargo, aspectos no totalmente clarificados, más aún si se fuerza la comparación directa de las Canarias con la alineación de punto caliente prototípica de las Islas Hawai. En cualquier caso, los aspectos no explicados requieren una profundización de su estudio, pero no justifica valerse de ellos para refutar el modelo, ignorando los muchos más que explica. Esto es típico de estrategias defensivas, que fueron aplicadas por algunos en los inicios de la Tectónica de Placas, una teoría marco totalmente implantada, aunque aún tenga muchos aspectos de detalle que no tienen un encaje perfecto.

Todas las teorías expuestas para explicar la génesis de las Canarias se pueden separar en dos grupos según propugnen o no la presencia de una anomalía térmica. Es muy

conocido el modelo asociado a una anomalía térmica o punto caliente (Wilson, 1973), una de cuyas características más señaladas es la progresión de edades, correlativa al desplazamiento de la placa litosférica (Fig. 1). Mientras que en las Islas Hawai la progresión de edades es muy clara (Clague y Dalrymple, 1987), había dudas respecto a las Canarias ya que la isla de Tenerife parecía ser más reciente que La Gomera (Carracedo et al., 1998; Carracedo, 1999; Funk y otros, 1996; Schmincke y Sumita, 1998). Sin embargo, trabajos recientes han encajado las islas poniendo de manifiesto la constante progresión oeste-este de las edades en el archipiélago (Carracedo et al., 2001; Guillou et al., en prensa; Paris et al., en prensa).

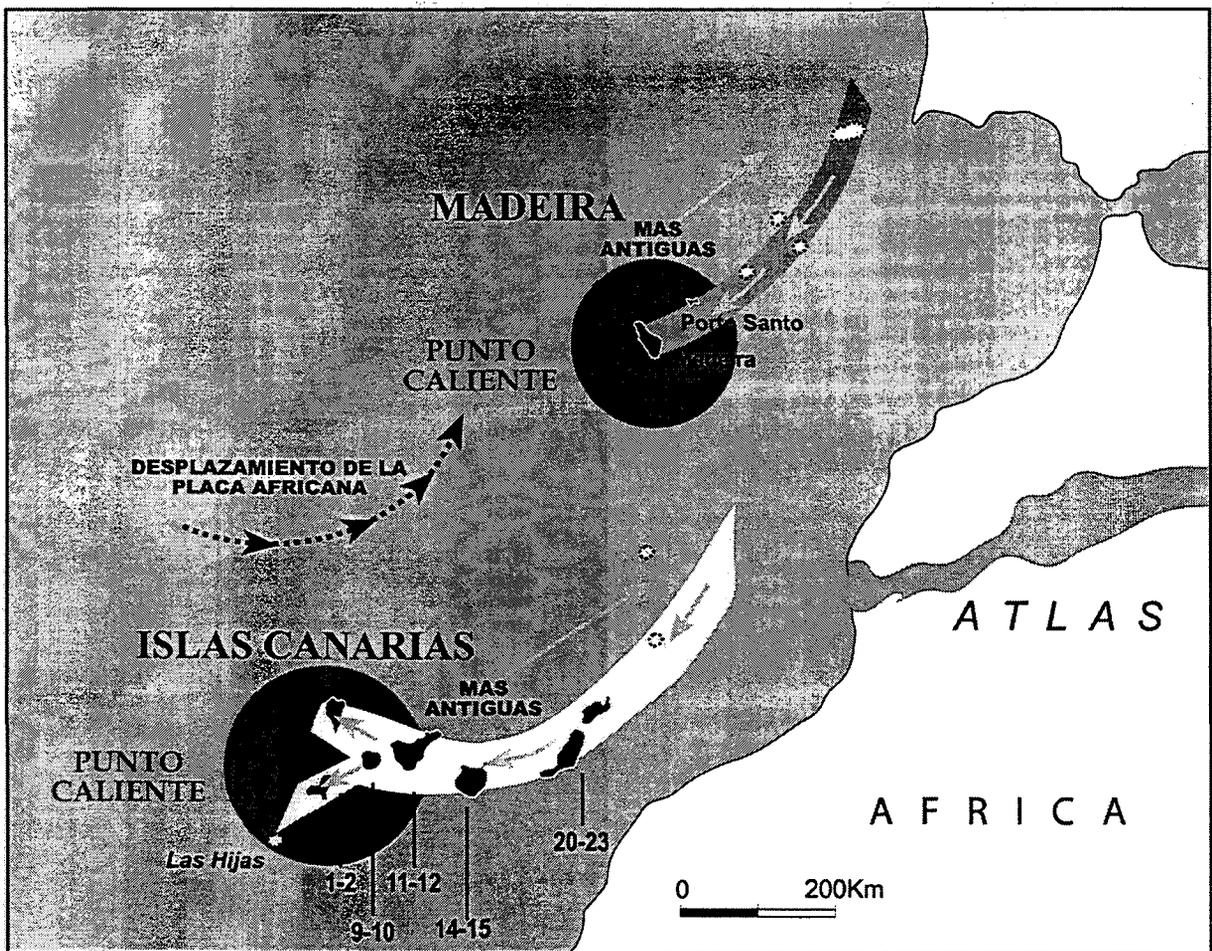


Figura 1. Tanto las Canarias como Madeira se han formado por la actividad de un punto caliente, muy evidente en las Canarias, donde las islas son edad progresivamente creciente en el sentido de desplazamiento de la placa africana.

Un ejercicio interesante puede ser la consideración de si es posible la formación de un archipiélago similar a las Canarias en ausencia de una anomalía térmica del manto y, a continuación, un segundo escenario que contemple la coincidencia de una anomalía térmica con la presencia de grandes fallas. Porque, en síntesis, siendo muy similares los

archipiélagos anteriormente mencionados de Cabo Verde, Madeira y Canarias, sólo se sigue insistiendo en un origen diferente para el último (Anguita y Hernán, 1975, 2000), y ello por la circunstancia de su proximidad al continente africano, concretamente a la zona de prolongación de la falla del Atlas (Fig. 1). Podría invertirse el razonamiento y considerar que, si es imprescindible la falla del Atlas para la formación de las Canarias ¿Por qué no lo es para las otras islas? Hay que recordar que esta misma controversia – fractura vs. punto caliente– se produjo inicialmente en las Hawai, pero fue pronto abandonada al aceptarse el segundo modelo de forma prácticamente general.

Vamos a intentar contestar ahora a las siguientes cuestiones: 1. ¿Puede una fractura generar magmatismo en ausencia de una anomalía térmica?, 2. ¿Qué ocurre si una anomalía térmica y una fractura importante coinciden?, y 3. ¿Dónde está la fractura postulada de la zona de Canarias?

### 1.1) ¿Puede una fractura generar magmatismo en ausencia de una anomalía térmica?

En realidad la contestación negativa a esta cuestión fue brillantemente resuelta hace tiempo por White y McKenzie (1989) y McKenzie y Bickle (1988). El incremento de la temperatura con la profundidad al pasar de la corteza continental hacia el manto se contrarresta con el correlativo de la presión, lo que impide la fusión (la temperatura no cruza la curva de fusión). Si sólo hay fracturación, no ocurre nada. Si hay fracturación (*rifting*) y estiramiento (*stretching*), como en un rift incipiente o una cuenca, no hay apenas producción de magma, a no ser que el estiramiento sea muy elevado ( $>2$ ), en cuyo caso sí podría producirse suficiente generación de magma para iniciar un proceso sostenido de apertura continental y generación de corteza oceánica. Sin embargo, el escenario más favorable es cuando, además del estiramiento, una pluma aumenta la temperatura del manto en unos 200 °C. En este caso el proceso de apertura y generación de corteza oceánica es sostenido, ya que la despresurización en la cresta del chorro ascendente genera un proceso autoalimentado en el que la temperatura de fusión baja al ascender el magma por el descenso correlativo de la presión, y el fundido asciende por ser más ligero, siendo sustituido por nuevo material en un proceso autoalimentado parecido al que se produce en una columna eruptiva (también pueden producirse enormes acumulaciones de magma aunque el estiramiento sea bajo si hay una pluma caliente: i.e.: "*flood basalts*" y "*underplating*"). El abombamiento (*doming*) inicial genera un levantamiento de algunos miles de metros, lo que produce esfuerzos gravitatorios que favorecen el deslizamiento y alejamiento de las placas y la continuidad del proceso.

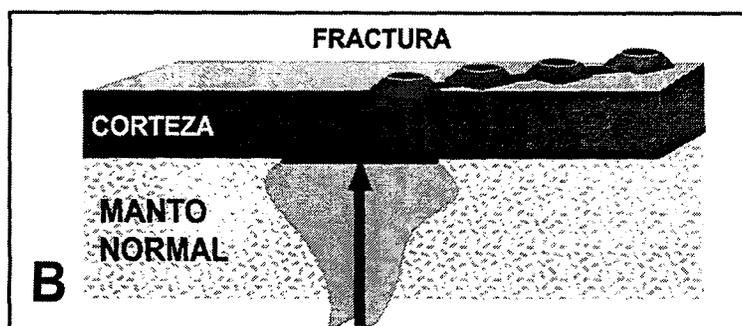
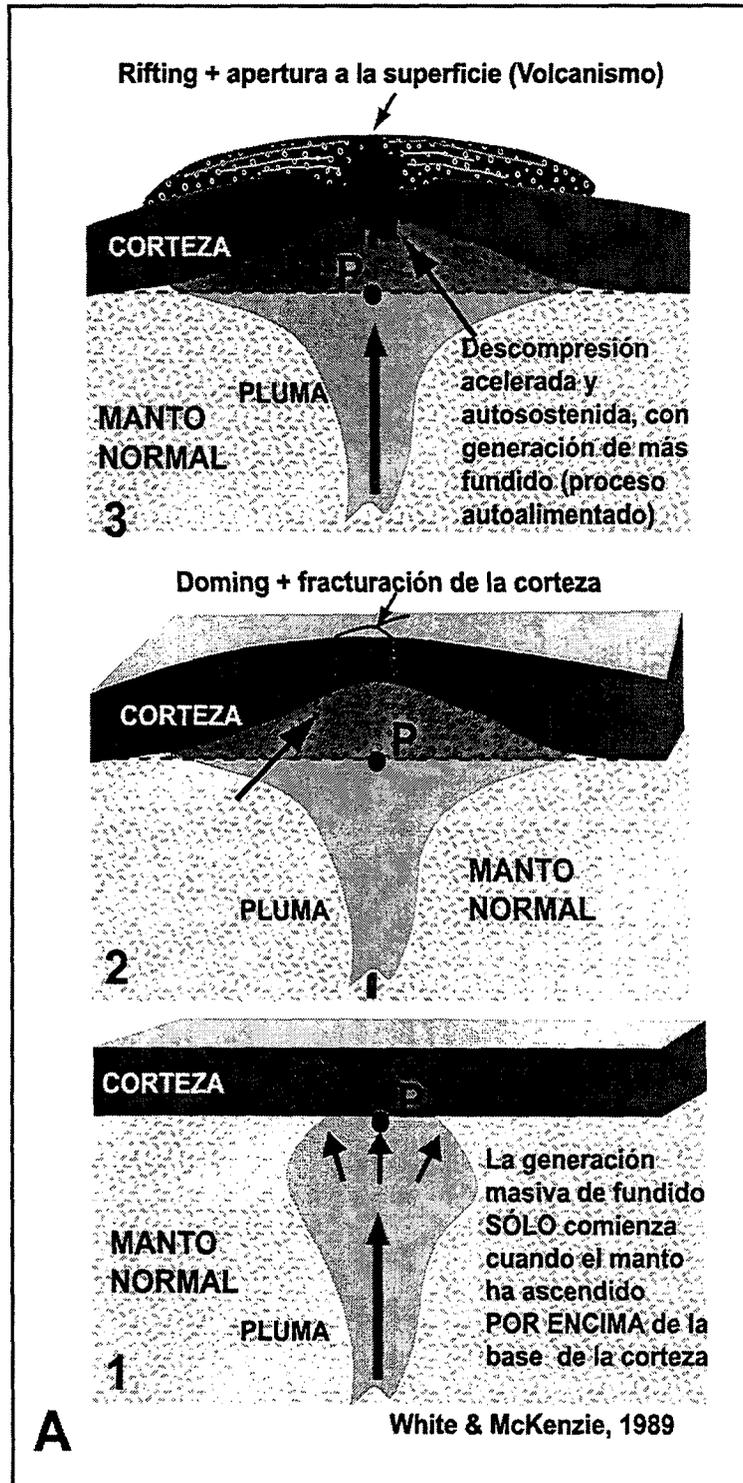
Se puede concluir, pues, que la presencia de una pluma, al generar una temperatura mayor (una anomalía térmica localizada del manto) es un factor decisivo en la formación de los rifts oceánicos. También es evidente, según los mismos modelos de White y McKenzie y McKenzie y Bickle, que una simple falla, por importante que sea, no puede

generar suficiente magma (como para formar las Canarias por ejemplo) si no hay un estiramiento de la corteza muy elevado, lo que evidentemente no ocurre en la zona del archipiélago. Tiene que ser la propia pluma o punto caliente lo que dispare el proceso (Fig. 2 A), produciendo abombamiento, estiramiento y fracturación, proceso que puede ocurrir en cualquier región del interior de una placa, sin que sea en absoluto necesaria la presencia de fracturación previa. Una vez que el frente de fusión sobrepasa la base de la litosfera se inicia, como en los rifts oceánicos, un proceso autoalimentado de despresurización-fusión-descompresión con gran producción de magma, suficiente en algunos casos para formar islas como las Canarias.

### 1.2) ¿Qué ocurre si una anomalía térmica y fracturas importantes coinciden?

Veamos ahora que ocurriría si coincidieran una anomalía térmica y una zona de fracturas importantes, escenario parecido al que se daría si existiera una prolongación de la fractura del Atlas hasta la zona de Canarias, y además hubiera una anomalía térmica o punto caliente. El resultado lógico sería una alineación muy marcada de los edificios insulares, y de los volcanes en las islas, siguiendo el trazado de las fracturas (Fig. 2 B). Este hipotético caso ocurre en realidad en muchos lugares, como las Azores, un escenario geodinámico extraordinariamente complejo, donde coexisten una unión triple, fallas transformantes y un punto caliente (Acevedo y Portugal Ferreira, 1999). Las islas se adaptan perfectamente al trazado de las diferentes fracturas sin una progresión definida de edades, mientras que los edificios volcánicos se alinean a lo largo de cada isla, lo que les da una configuración muy alargada, con menores alturas que en las Hawai o Canarias. Por esta circunstancia no tienen un papel tan marcado en la configuración de este tipo de islas los rifts o dorsales y los grandes deslizamientos gravitatorios. Los diques mantienen, asimismo, un apretado paralelismo con la fractura dominante. La sismicidad en estas islas es muchísimo mayor en frecuencia y magnitud, y claramente asociada a procesos tectónicos, mientras que en las Canarias o Hawai la actividad sísmica está fundamentalmente asociada a los procesos magmáticos y eruptivos. En conclusión, la presencia de grandes fracturas sí ejerce una influencia en el desarrollo de las islas oceánicas, que tienen rasgos geológicos, geomorfológicos y estructurales muy diferentes, diferencias que se reflejan claramente en la forma de las islas y sus paisajes característicos.

Figura 2. Los modelos ideados por White y McKenzie (1989) y McKenzie y Bickle (1988) para explicar las condiciones necesarias para generar magma a partir de la fracturación (*rifting*) y estiramiento (*stretching*) de la corteza continental en cantidad suficiente para generar corteza oceánica de forma sostenida, pueden aplicarse a la génesis de las islas oceánicas de punto caliente. Para formar estas islas no se requiere fracturación previa de la corteza, sino la presencia de una pluma o punto caliente.



### 1.3) ¿Dónde está la fractura de la zona de Canarias?

La cuestión se puede plantear de esta forma: ¿Puede propagarse a la corteza oceánica una fractura abierta en la corteza continental? Estudios realizados por Vink et al. (1984) ya demostraron que la corteza continental es siempre más débil que la oceánica. Pero fueron Steckler y ten Brink (1986) y ten Brink (1991) los que demostraron sin ambigüedad que la propagación de una fractura desde el continente al océano puede ser impracticable, y que los esfuerzos tectónicos "escaparían" siguiendo precisamente la interfase, es decir, el límite continente océano (COB). No es pues extraño que los estudios sísmicos, magnéticos y geológicos realizados en la costa de Marruecos frente a las Canarias dieran como resultado la ausencia de evidencia alguna de la continuación de la falla del Atlas dentro del océano, que termina abruptamente al llegar a la costa, adaptándose a ella (Dillon y Sougy, 1974).

Por otra parte, hemos visto anteriormente cómo los modelos de White y McKenzie y McKenzie y Bickle predicen que algún tipo de magmatismo debería haberse producido en el recorrido de la falla entre el borde continental y las Canarias, suponiendo que hubiera una anomalía, aunque fuera muy dispersa y "en declive". Este magmatismo, intercalado (*underplated*) en los sedimentos post-cretácicos, sí ha sido descrito en cambio por Holik et al. (1991) en la prolongación hacia el continente de la traza del punto caliente que ha originado las Canarias.

Una exhaustiva campaña de estudios sísmicos de refracción y reflexión desarrollados entre 30 y 35°N, justo en el área frente al Atlas (Holik et al., 1991), puso asimismo de manifiesto la ausencia de la falla postulada. La traza 364 de estos perfiles es especialmente ilustrativa, ya que en su parte oriental atraviesa la posible prolongación de la falla, sin que aparezca indicio alguno de esta. Finalmente, recientes trabajos para la prospección de hidrocarburos en la misma zona (Hafid et al., 2000; Martínez y Buitrago, 2002) demuestran, una vez más y con técnicas muy potentes –para la prospección de hidrocarburos– la ausencia de propagación marina de la falla del Atlas.

En conclusión, parece que no hay evidencia alguna de la prolongación hacia el área de las Canarias de la falla del Atlas, lo que contrasta con el papel relevante que se da a esta estructura en los modelos alternativos al punto caliente en la formación del archipiélago. En cambio, la génesis del archipiélago en correspondencia con la actividad de un punto caliente explica muchas de las cuestiones geológicas principales, mientras que los aspectos no clarificados pueden deberse a factores relacionados con la baja velocidad de desplazamiento de la placa africana y la proximidad de las islas al borde continental, que pueden enmascarar alguno de los rasgos característicos, presentes con mayor nitidez en otros escenarios.

## **2) SEGUNDA CUESTIÓN: EL DESARROLLO DE LAS ISLAS, SUS ETAPAS PRINCIPALES Y UNA ESTRATIGRAFÍA ACTUALIZADA**

Las etapas de desarrollo de las Canarias y las principales unidades volcano-estratigráficas que se han venido utilizando fueron definidas por Fúster y colaboradores en 1968 a partir del estudio de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. La presencia de niveles de playa y el fuerte contraste entre las diversas formaciones volcánicas de estas islas, que van desde el Mioceno hasta al actualidad, propició la definición de varias Series Basálticas: la Serie I, también conocida como Serie Antigua, en contraposición con las demás (II-IV), llamadas Series Modernas o Recientes. En estas primeras unidades estratigráficas se definió asimismo el Complejo Basal, que aflora con diferentes características en las islas de Fuerteventura, La Palma y La Gomera. Las series definidas permitieron una aceptable correlación en las islas de Fuerteventura, Lanzarote y Gran Canaria, con más dificultad en Tenerife y La Gomera, pero fueron de imposible aplicación en las islas occidentales de La Palma y El Hierro. Se daba la circunstancia de que las Series Antiguas (Serie I) definidas en estas últimas islas eran mucho más recientes en términos de edad que las más recientes de las islas orientales [Nota: en realidad, todas las Series (I a IV) definidas en La Palma y El Hierro eran sólo una parte de la Serie I de las otras islas, como veremos más adelante]. Este difícil encaje, entre otros factores, retrasó considerablemente el estudio de la geología de las islas occidentales, muy poco conocidas hasta hace unos años.

Para obviar estos inconvenientes y actualizar las unidades evitando el término de Series (una terminología que se usaba en la época, pero que no se adapta al código actual de la NACSN (1983), que restringe el uso de "Series" a las unidades geológicas formadas en el mismo periodo de tiempo y con límites sincrónicos) podemos utilizar las etapas de desarrollo de las islas volcánicas oceánicas, definidas con carácter general en las Hawaii por Clague y Dalrymple (1987) y Walker (1990). Estos autores definieron cinco etapas principales: 1. Crecimiento como monte submarino, 2. Emersión y crecimiento en escudo, 3. Reposo y erosión, 4. Rejuvenecimiento post-erosivo, y 5. Hundimiento y monte submarino.

Podemos utilizar estas etapas en Canarias, con la salvedad de que no existe aquí subsidencia significativa (Carracedo y otros 1987; Carracedo, 1999), por lo que las islas permanecen emergidas hasta su completo desmantelamiento erosivo. La abundante información geocronológica obtenida permite adaptar las islas del archipiélago a estas grandes etapas de desarrollo: 1. Estadio submarino, como Las Hijas (Rihm et al., 1998); 2. Estadio de desarrollo en escudo, como La Palma y El Hierro, 3. Estadio de reposo y erosión, como La Gomera, y 4. Estadio post-erosivo, como Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y Tenerife (Fig. 3).

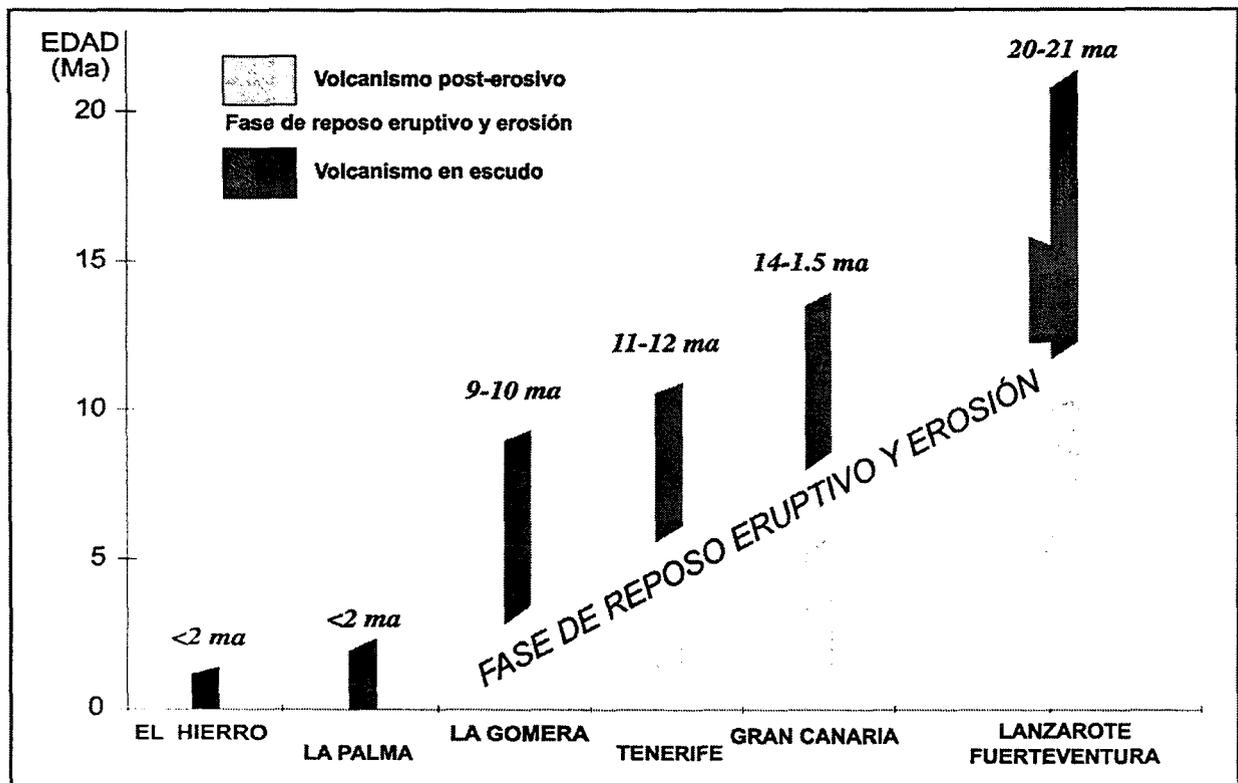


Figura 3. La existencia en las islas oceánicas de punto caliente de dos etapas de desarrollo bien definidas, separadas por un periodo de reposo eruptivo y erosión (la etapa inicial en escudo y la de rejuvenecimiento post-erosivo) proporciona las grandes unidades volcano-estratigráficas básicas, correlacionables y con sentido genético y geológico, de las Canarias. Estas unidades se complementan con la definición de edificios volcánicos y formaciones concretas de más detalle.

El término de "Complejo Basal", definido por Bravo (1964) debería asimismo revisarse, ya que los estudios realizados por Staudigel y Schmincke (1984) demostraron que esta formación no es sino el afloramiento de la fase submarina de crecimiento. En algunas de las islas Canarias esta etapa aflora, aunque por razones distintas (i.e.: En La Palma no se podría ver el sustrato submarino si no hubiera ocurrido el levantamiento de más de 1 Km. de la isla en la fase de escudo y el deslizamiento gravitatorio y la posterior erosión que formó la Caldera de Taburiente, "ventana" en cuyo interior aflora). Estudios detallados en el interior de la Caldera de Taburiente permitieron la asignación de las diversas formaciones que habían sido incluidas en el Complejo Basal a las fases eruptivas y las intrusiones asociadas del volcanismo emergido, quedando el resto constituido por el volcanismo submarino levantado. La continua subsidencia en la mayoría de las islas oceánicas impide este afloramiento, aunque la etapa de crecimiento submarino ya había sido anticipada en las Hawai (Walker, 1990). Esta etapa es lógico que exista en todas las islas del archipiélago, aunque no aflore más que en las mencionadas, pero ni la edad ni el tipo de formaciones incluidas es correlacionable (i.e.: En algunas islas, como Fuerteventura, incluye otras formaciones, como sedimentos oceánicos levantados).

En conclusión, es más ilustrativo desde el punto de vista genético y geocronológico, y a efectos de correlación, el empleo de las unidades volcano-estratigráficas definidas en las Hawaii y de uso general. Es más lógico y simple hablar, por ejemplo del Escudo Mioceno de Teno, el Escudo Mio-Plioceno de Famara, o el Escudo Cuaternario de Taburiente, lo que da idea de su edad y de la correspondiente etapa de desarrollo (y, por lo tanto, de las características geológicas y estructurales inherentes), y emplear el concepto de edificio volcánico (simplemente volcán en la terminología inglesa: i.e.: Kilauea Volcano) para la etapa post-erosiva (i.e.: Roque Nublo, Cumbre Vieja, Cañadas, etc.), definiendo, cuando sea posible, unidades más concretas dentro de estos edificios volcánicos (i.e.: Formación Tenteniguada, Volcanismo de rift, Erupciones de plataforma, etc.). En el caso del volcanismo reciente (i.e.: Holoceno) es muy importante tratar de diferenciar las diferentes erupciones por métodos cartográficos y geocronológicos.

### **3) TERCERA CUESTIÓN: LAS GRANDES ESTRUCTURAS, EL RELIEVE Y EL PAISAJE**

Esta estrategia de integración de las Canarias en el conjunto de las islas volcánicas oceánicas de punto caliente permite, asimismo, explicar el evidente y frecuentemente citado "contraste" en aspectos geológicos, geomorfológicos, estructurales y hasta paisajísticos entre las islas occidentales y orientales. Las primeras con abundante volcanismo reciente – concentrado en rifts bien definidos–, edificios insulares elevados y de alta relación base/altura, y grandes cuencas de deslizamiento gravitatorio; las segundas, en cambio, presentan un volcanismo reciente escaso y disperso, edificios insulares muy desmantelados y comparativamente bajos y de baja relación base/altura, y sin la evidente presencia de dorsales o rifts y cuencas de deslizamiento. Sin embargo, estas características, interpretadas inicialmente como consecuencia de diferencias geológicas y geodinámicas, son simplemente el reflejo de los diferentes estadios de desarrollo de cada isla, un rasgo típico de las alineaciones de punto caliente (Clague y Dalrymple, 1987; Walker, 1990; Carracedo et al., 1998; Carracedo, 1999).

Las grandes estructuras que han configurado las Canarias, controlando su desarrollo y la formación de los paisajes más característicos, son cinco: tres "positivas" –los grandes escudos, como Los Ajaches o Teno; los rifts o dorsales, como Cumbre Vieja o los de El Hierro y Tenerife; y los estratovolcanes, como el Roque Nublo o el Teide–, y dos "negativas" –las grandes cuencas de colapso vertical, como la Caldera de Tejada, o de deslizamiento gravitatorio, como la Caldera de Taburiente o Las Cañadas. De todas estas estructuras, los estratovolcanes son muy definitorios de Canarias, no teniendo parangón en la mayoría de las islas oceánicas. En estas islas, como en las Hawaii, no hay un desarrollo post-erosivo tan largo y abundante como en Canarias, ya que la mayor velocidad de desplazamiento de la placa pacífica aleja pronto las islas del foco de generación magmática. Esto impide la presencia de procesos prolongados de

diferenciación magmática similares a los de Canarias y, en consecuencia, el desarrollo de estos grandes estratovolcanes de magmas diferenciados.

### 3.1) Los rifts o dorsales

Un resumen detallado de estas importantes estructuras puede encontrarse en Walker (1992), Carracedo (1994, 1996, 1999) y Carracedo y otros (1998, 2001, 2002).

Es fácil observar que la actividad eruptiva reciente (últimos miles de años) y prácticamente toda la histórica de las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife, se ha concentrado en unas bandas estrechas (generalmente conocidas como zonas de rift o dorsales activas), generando por agregación crestas montañosas alargadas con configuración en tejado a dos aguas. El análisis de la distribución en superficie de los centros eruptivos y de la disposición profunda de estas estructuras a través de galerías subterráneas ha puesto de manifiesto que esta especial distribución, frecuentemente con una geometría de estrella de tres puntas a  $120^\circ$  (Carracedo, 1994, 1996, 1999; Carracedo et al., 1998, 2002), podría estar relacionada con campos alineados de esfuerzos distensivos iniciados como fracturas a  $120^\circ$  –la fracturación de mínimo esfuerzo–, en respuesta a empujes ascensionales del magma en las etapas iniciales de formación de las islas (Fig. 4). Estas dorsales activas o zonas de rift serían, pues, muy persistentes, y controlarían desde su inicio la forma y estructura de las islas y la concentración preferente de los centros eruptivos, que se refuerza paralelamente a su evolución, ya que la anisotropía resultante de la inyección preferente del magma en las mencionadas fracturas da lugar con el tiempo a una apretada malla de diques paralelos al eje de la dorsal. Esta disposición obliga, a su vez, a los conductos de emisión de las nuevas erupciones a inyectarse forzosamente entre los planos de los diques, como un cuchillo entre las páginas de un libro, aumentando la anisotropía y la progresiva concentración de las erupciones en los ejes de las dorsales activas, que en consecuencia crecen en altura hasta formar una de las estructuras paisajísticas más características de estas islas. Se ha podido comprobar que sólo se producen dorsales regulares a  $120^\circ$  (en forma de estrella Mercedes, como en Tenerife y El Hierro) cuando la actividad volcánica permanece estacionaria y focalizada durante mucho tiempo y no hay interferencias (efecto contrafuerte) de volcanes vecinos en crecimiento, como ocurre con los volcanes muy activos de Hawai, donde los rifts pierden rápidamente esa configuración regular inicial.

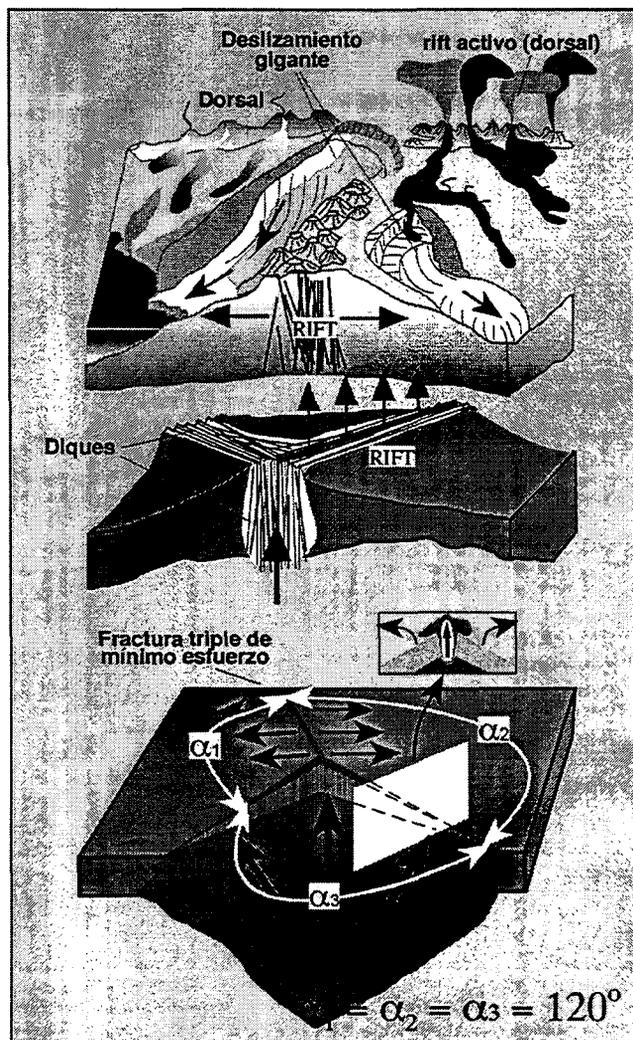


Figura 4. Concentración de centros eruptivos en los rifts o dorsales y modelo de formación de los mismos. Modificado de Carracedo, 1994.

La hipótesis de partida de que estos rifts funcionan desde que el edificio insular comienza a desarrollarse, siendo precisamente estas estructuras las que controlan la evolución del edificio volcánico, ha sido cuestionada recientemente por Walter y Troll (2003), al describir los rifts triples como una adquisición tardía, que se inicia cuando los edificios volcánicos están ya muy desarrollados, sobrecrecidos e inestables. Después de un periodo en que la existencia e importancia de los rifts en Canarias fue ignorada y, a veces, fuertemente contestada (Martí et al., 1996), la tendencia actual es la opuesta, al describirse recientemente un número creciente y aparentemente excesivo de rifts y deslizamientos gigantes (Walter y Troll, 2003; Walter y Schmincke, 2002), que posiblemente poco tengan que ver con el modelo ideado inicialmente (Carracedo, 1994), de distinto origen y mayor entidad y persistencia.

### **3.2) Los grandes estratovolcanes**

En las Islas Canarias la fase volcánica post-erosiva o de rejuvenecimiento, aunque mucho menos importante que la de escudo, permanece durante mucho tiempo y es considerablemente más voluminosa que en la mayoría de las islas oceánicas de punto caliente, como las Hawai. Esto ha propiciado procesos importantes de diferenciación que han dado lugar a la formación en algunas islas de grandes volcanes centrales o estratovolcanes, de magmas generalmente más viscosos y erupciones mucho más explosivas.

El gran estratovolcán Roque Nublo coronó en el Plioceno la isla de Gran Canaria, alcanzando más de 2.500 m de elevación y extendiéndose por gran parte del centro y noreste de la isla, hasta que grandes explosiones y deslizamientos y la erosión posterior lo destruyeran casi completamente. El detallado estudio realizado en este edificio volcánico (Pérez Torrado, 2000; Pérez Torrado y otros, 1995) y en el Escudo Norte de La Palma (Carracedo y otros, 2001) permite analizar las diferencias en las pautas de construcción de ambos tipos de volcanes, muy claras, ya que tanto los periodos de desarrollo como la continuidad del volcanismo y los tipos de lavas emitidas son diferentes en ambos volcanes.

El otro gran estratovolcán de Canarias es el Teide, en Tenerife, que se asienta sobre otro gran volcán central que al destruirse formó la Caldera de Las Cañadas. A pesar de ser el Teide el volcán más emblemático de Canarias, la montaña más alta de España con sus 3718 m de altura y el tercer volcán más alto del planeta, después del Mauna Kea y Mauna Loa en las Islas Hawai, está –sorprendentemente– aún muy deficientemente estudiado, faltando información geológica básica que sí existe para sus compañeros hawaianos, especialmente edades absolutas que permitan reconstruir su historia geológica y evaluar de forma científica su previsible comportamiento futuro. Un trabajo reciente (Carracedo y otros, 2003; Carracedo y Tilling, 2003) ha permitido datar buena parte de las erupciones del Teide de los últimos 20.000 años mediante edades Carbono-14 (Fig. 5), incluyendo la última erupción del volcán (Carracedo y otros, en prensa), frecuentemente asociada con la apuntación en el diario de a bordo de Cristóbal Colón. Sin embargo, esta erupción ha dado una edad de  $1240 \pm 60$  años, mucho más lógica además si consideramos que ya estaban pobladas por los españoles las vecinas islas de Gran Canaria y La Gomera, y una erupción de estas características difícilmente hubiera pasado desapercibida.

El comportamiento del Teide que se deduce de estas edades modifica las ideas anteriores. Su evolución, como volcán anidado en una cuenca de deslizamiento, es similar a otro de iguales características y ya extinto –el estratovolcán Bejenado, en La Palma–, con el que el Teide tiene similitudes significativas. El Teide no parece haber tenido más erupciones en los últimos 20.000 años que esta de hace unos 1240 años. La actividad eruptiva del edificio volcánico se ha localizado fundamentalmente en el

estratovolcán gemelo de Pico Viejo y en un conjunto de centros eruptivos adventicios félsicos situados en la base del Teide (Fig. 5). El conjunto Teide-Pico Viejo parece que ha funcionado en paralelo con la actividad fisural del Rift NO, siendo ambos sistemas volcánicos los que han generado gran parte de la actividad volcánica de la isla de Tenerife en los últimos 20.000 años.

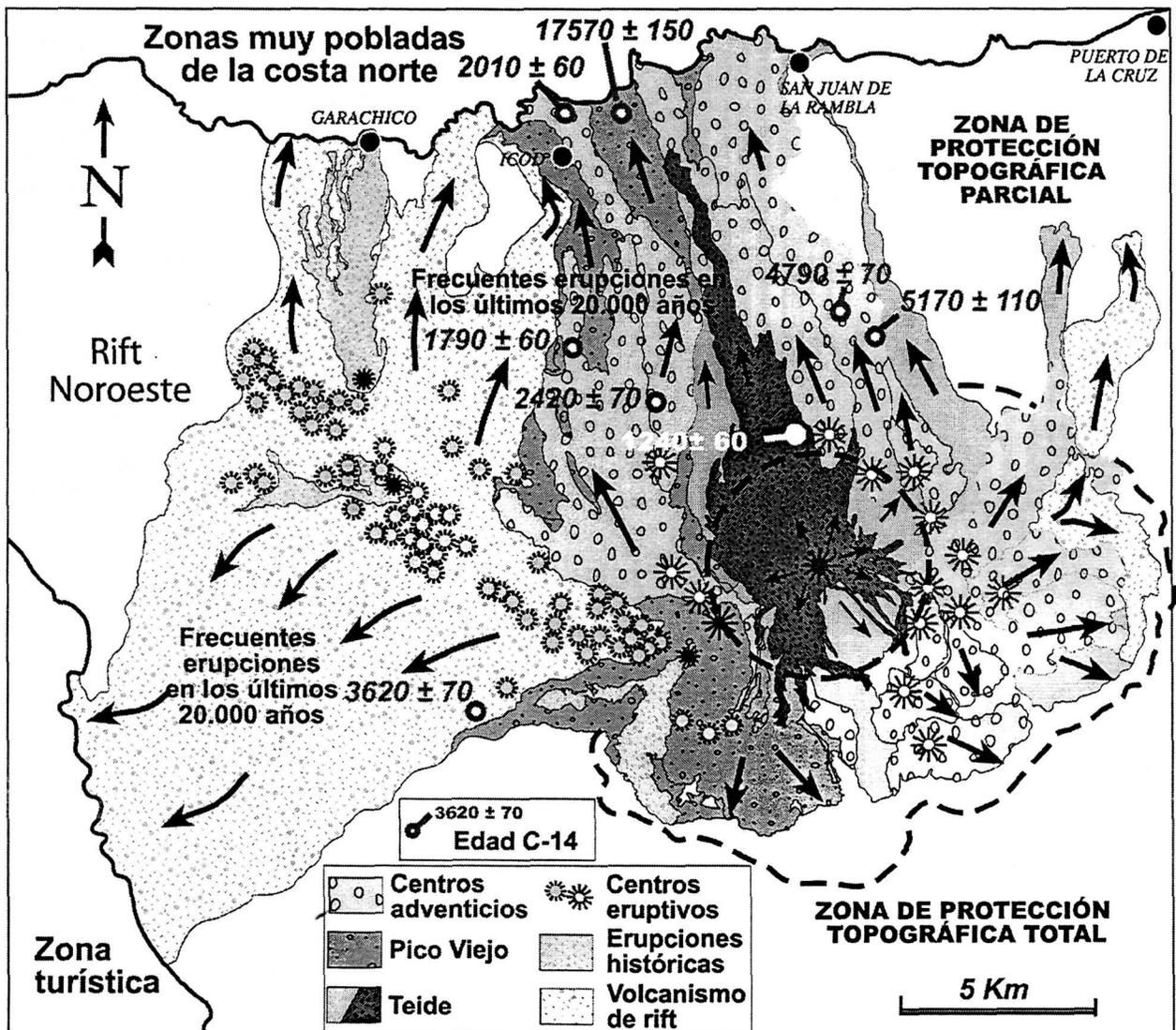


Figura 5. El estratovolcán Teide, mucho más joven que el Roque Nublo, es un ejemplo emblemático de este tipo de volcanes (es el tercero en altura, después del Mauna Loa y Mauna Kea, en las Hawaii). Las recientes dataciones radioisotópicas, que se muestran en la figura (de Carracedo et al., Estudios Geol., en prensa), indican que es un aparato volcánico con relativamente escasa actividad reciente, aparentemente sólo una erupción en los últimos 20.000 años (las lavas negras, emitidas hace 1240 años). Puede ser, en consecuencia, bastante más estable de lo que se pensaba, ya que no ha crecido mucho en altura y las erupciones félsicas de flanco han reforzado su base.

### 3.3) Deslizamientos gigantes

Los grandes volcanes de las islas oceánicas crecen a veces de forma excesiva, alcanzando configuraciones que son inestables. En el caso de los volcanes el proceso es más complejo porque no sólo intervienen los esfuerzos gravitatorios, como en un montón de arena, aunque son los más importantes. En las zonas de rift o dorsales se acumulan esfuerzos tensionales, como resultado de la continuada intrusión de diques, que actúan como cuñas, la mayoría, al parecer, sin aflorar a la superficie ni generar erupciones (Gudmundsson et al., 1999). Si tenemos en cuenta que el espesor medio es de 1-2 m, estas intrusiones ejercen el efecto de una enorme cuña que tiende a partir en dos la dorsal. Se generan así esfuerzos tensionales coherentes que se suman (ver Fig. 4). Cuando el volcán ha crecido tanto que supera el nivel crítico de estabilidad forma un *sistema crítico autoorganizado* (Bak y Tang, 1989), en el que cualquier proceso adicional –una nueva intrusión, una erupción, un fuerte terremoto, como ocurrió con el Mt. S. Helens– puede provocar el derrumbe parcial del edificio volcánico, que restaura así el equilibrio y puede seguir creciendo. Puesto que los empujes tensionales son perpendiculares al eje de las dorsales, es frecuente que el bloque desgajado y colapsado sea uno de los que se encuentra entre dos dorsales, como ilustran perfectamente los deslizamientos gigantes de El Hierro y Tenerife (Figs. 4 y 6).

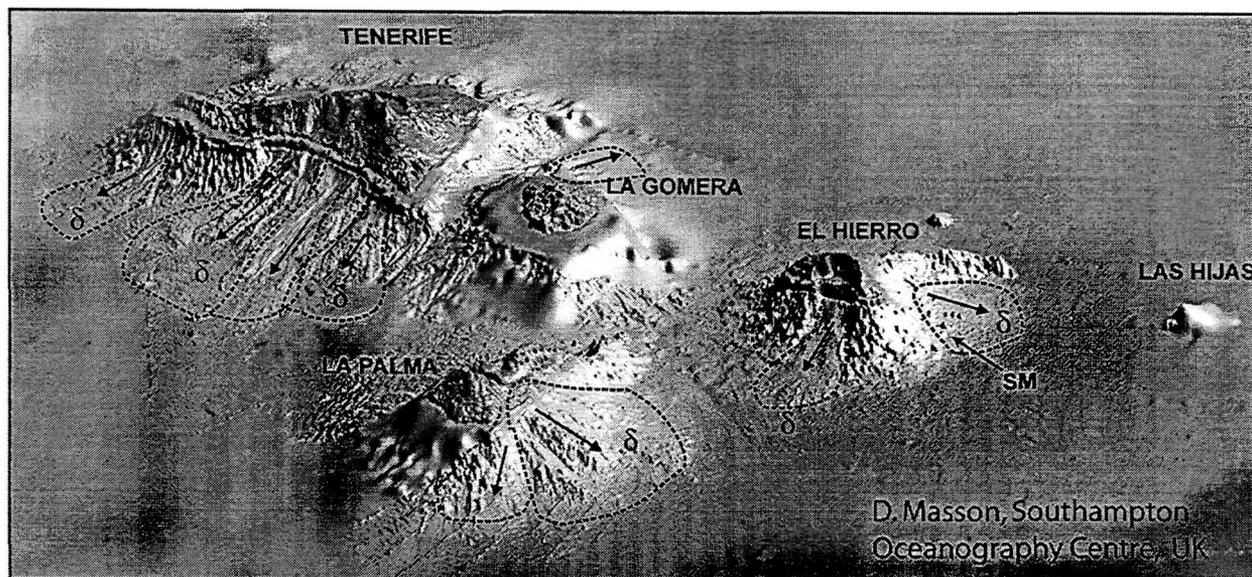


Figura 6. Los deslizamientos gravitatorios gigantes constituyen un proceso natural de muy baja frecuencia que utilizan los edificios volcánicos excesivamente desarrollados e inestables para desprenderse de parte de su masa y recobrar el equilibrio (necesario, por otra parte, para seguir creciendo). En Canarias se han identificado varias de estas mega-estructuras en estudios en tierra y mediante imágenes de sonar de sus derrumbios. La mayoría de los deslizamientos identificados están en las islas occidentales y centrales, ya que en las más antiguas están enmascarados por la erosión (en tierra) y la sedimentación marina (en el mar).

Al menos 10 grandes deslizamientos gravitatorios se han descrito en Canarias en los últimos años (Fig. 6), gracias al trabajo conjunto de los buques oceanográficos – estudiando los fondos marinos alrededor de las islas– y los trabajos geológicos en tierra (ver una síntesis en Carracedo et al., 2002 y en Masson et al., 2002). Sin embargo, los deslizamientos de las Islas Hawai, donde fueron descubiertos y descritos por primera vez, son mucho mayores, hasta el punto que sus descubridores los denominaron *prodigiosos* (Moore et al., 1989). Las grandes depresiones calderiformes de Canarias (la Caldera de Las Cañadas, la Caldera de Taburiente) y los valles en forma de herradura (La Orotava, Güímar y el arco norte de Anaga en Tenerife, El Golfo y El Julan en El Hierro, el Valle de Aridane en La Palma, el arco de Jandía en Fuerteventura), tienen este origen común.

#### **4) CUARTA CUESTIÓN: LOS RIESGOS NATURALES**

##### **4.1) El riesgo sísmico**

El modelo de génesis y las características geológicas descritas para las Canarias como una alineación de islas oceánicas de punto caliente nos sirve, una vez más, para abordar un tema tan importante como la definición de los riesgos naturales principales del archipiélago.

Una característica que hemos visto de este tipo de islas es que la sismicidad está, fundamentalmente, asociada a los procesos magmáticos y eruptivos, y a los derivados del desarrollo de los edificios insulares (crecimiento, fallas y escapes laterales en la base de las islas). En este contexto no es extraño que la actividad sísmica en Canarias sea relativamente reducida, tanto en frecuencia como magnitud. En las Hawai esta actividad es mucho mayor, incluyendo eventos de magnitud  $> 7$ , pero la mayoría de los terremotos están asociados a las propias islas, mientras que son mucho más escasos en la región circundante del archipiélago, a pesar de que está atravesada por alineaciones tectónicas muy importantes, como la Molokai Fracture Zone.

Uno de los procesos que dan lugar a la sismicidad más importante además de las fallas activas, presentes en Hawai (i.e.: el sistema de fallas del Kilauea) pero no en Canarias– está relacionado con los procesos de sedimentación de los materiales más pesados en la base de los edificios insulares, donde forman grandes masas de acumulados ultramáficos, tan densos que "empujan" el perímetro basal de las islas hacia fuera. Al estar la corteza oceánica abombada por el peso de las islas, se generan esfuerzos en planos de ángulo inverso, donde los escapes generan fallas inversas y una fuerte sismicidad, que dependerá de la masa de los edificios insulares y sus tasas de crecimiento. La sismicidad más importante de Canarias en época reciente está localizada en la zona de borde entre las islas de Tenerife y Gran Canaria, donde la primera se apoya sobre la segunda. Podría, pues, estar asociada al proceso descrito, aunque la traza rectilínea y la presencia de volcanes submarinos recientes parece apuntar a una fractura tecto-volcánica, frecuentes por otra parte en las islas occidentales (existen abundantes

alineaciones de montes submarinos muy recientes en La Palma y El Hierro, SM en la Fig. 6).

#### **4.2) El riesgo volcánico**

En relación con el riesgo volcánico –y ya que ni los terremotos ni las erupciones pueden predecirse–, es imprescindible acotar las zonas donde es mayor la probabilidad de que estas vayan a localizarse, para estudiarlas e instrumentarlas con el objetivo de favorecer una detección temprana lo más eficaz posible. Se trata, en definitiva, de contestar a las preguntas de **¿Dónde?** y **¿Cómo?**, puesto que el **¿Cuándo?** tiene que descansar en la detección temprana mencionada (y el **¿Por qué?** ha quedado contestado).

#### **4.3) Dónde se localizará previsiblemente la actividad eruptiva**

Aunque hasta hace relativamente poco se aceptaba de forma general la idea de que el riesgo de erupciones era esencialmente el mismo para todo el archipiélago –lo que hacía su tratamiento muy difícil–, las consideraciones ya expuestas permiten una primera evaluación en relación con la historia geológica que hemos descrito: Las islas donde existe mayor probabilidad de que ocurran nuevas erupciones son las que están en el periodo juvenil de desarrollo (La Palma y El Hierro) y la de Tenerife, en una fase aún relativamente temprana de rejuvenecimiento post-erosivo (La Gomera, aunque más joven que Tenerife está actualmente en el intervalo de reposo erosivo). La falsa impresión de que Lanzarote es asimismo muy activa volcánicamente es un artificio, ya que es posible que en el Holoceno sólo hayan ocurrido las erupciones de 1730 y 1824 (i.e.: Comparar las tasas eruptivas en el Holoceno de Lanzarote y La Palma). Esta evaluación es aún más simple en el archipiélago Hawaiano, donde la rapidez de desplazamiento de la placa hace que sólo la isla más reciente –Hawai– tenga actividad eruptiva (aunque ha habido erupciones relativamente recientes en las demás islas), y prácticamente todas las erupciones de la isla se localizan en los rifts activos.

Una segunda evaluación para las Canarias es similar: Dentro de las islas mencionadas, las zonas con mayor probabilidad son los rifts activos. Atención especial requiere el conjunto Teide-Pico Viejo-Rift NO de Tenerife, al ser la zona potencialmente afectada –principalmente por flujo de lavas– una de las más pobladas en islas oceánicas (>200.000 personas) y haber sido totalmente recubierta por lavas en los últimos 20.000 años (ver Fig. 5).

#### **4.4) Cómo serán las erupciones**

Si prescindimos de la actividad explosiva, relativamente reciente, del conjunto volcánico del Teide, las erupciones volcánicas en Canarias han mantenido una pauta muy similar, predominando las erupciones de magmas basálticos a través de fisuras (erupciones basálticas fisurales), generalmente con mecanismos eruptivos estrombolianos. Este tipo de volcanismo, que ha predominado ampliamente en las erupciones históricas del

archipiélago, no presenta un riesgo importante, ya que se suele constreñir a la formación de un cono de piroclastos y la emisión de coladas fluidas que discurren hacia el mar. Suelen anunciarse con bastante antelación por la ocurrencia de terremotos de intensidad, frecuencia y proximidad a la superficie crecientes, valiosos precursores y elemento fundamental de la detección temprana.

Estas erupciones estrombolianas, relativamente inocuas, pueden complicarse si existe interacción del magma superficial con el agua, freática o marina, evolucionando, súbitamente a veces, hacia episodios freatomagmáticos, de una explosividad e intensidad considerablemente mayores. En todas las erupciones, especialmente en La Palma, habría que prever una evolución de estas características (Carracedo et al., 1991).

En determinadas ocasiones pueden coexistir en una misma erupción los típicos magmas basálticos con otros más evolucionados (fonolíticos), estos últimos mucho más viscosos y tendentes a generar episodios explosivos. En estos casos pueden producirse pequeñas “nubes ardientes”, que aunque de mucha menor importancia que las típicas de volcanes de bordes de colisión (por ejemplo, la del Mt. Pelée de 1902), suponen un riesgo considerablemente mayor que las típicas estrombolianas. Esta clase de erupciones, como la de Jedey (1585), son especialmente frecuentes en el volcán Cumbre Vieja, en La Palma.

Un tema diferente es forzar los modelos y las conclusiones con el propósito de ganar un mayor impacto y atención –frecuente en los medios de difusión, pero, sorprendentemente, también a veces en revistas científicas de gran prestigio. Tal vez el caso más notorio sea la difusión a escala mundial de un deslizamiento del flanco occidental de Cumbre Vieja (Ward y Day, 2001), modelizando sus efectos para alcanzar dimensiones globales y catastróficas (llegada de olas de casi 30 m a las costas de EE. UU.). Es discutible si este proceso podría ocurrir en el futuro, ya que, en efecto, Cumbre Vieja es un edificio volcánico de creciente inestabilidad (Carracedo et al, 1999 a,b), pero no es posible afirmar que el edificio volcánico esté ya cerca del nivel crítico de estabilidad, que en los casos anteriores en esa isla requirieron mucho más tiempo.

Al igual que los terremotos, estos procesos de deslizamiento pueden estar al margen de cualquier posible predicción o detección temprana eficaz (ambos son sistemas críticos autoorganizados), y carecen por ello de medidas de prevención, por o que este tipo de trabajos suponen un alarmismo sin objetivo concreto. Por otra parte, no hay constancia de que el bloque inestable esté ya desgajado (las fallas de 1949 podrían ser sólo fisuras superficiales y no hay sismicidad asociada) y la futura evolución de Cumbre Vieja podría derivar hacia una configuración estable del edificio volcánico.

## **Referencias bibliográficas**

- Acevedo, J.M.M. and Portugal Ferreira, M.R., 1999. Volcanic gaps and subaerial records of paleo-sea-levels on Flores Island (Azores): Tectonic and morphological implications. *J. of Geodynamics*, 28: 1117-129.
- Anguita, F. and Hernán, F., 1975. A propagating fracture model versus a hotspot origin for the CI. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 27: 11-19.
- Anguita, F. and Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103: 1-26.
- Bak, P. and Tang, C., 1989. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *J. Geophys. Res.*, 94: 156356-15637.
- Bravo, T., 1964. Estudio geológico y petrográfico de la isla de La Gomera. *Estudios Geológicos*. Vol. 20. Pp.1-56
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 60, 3/4, 225-242.
- Carracedo J. C., 1996. A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. In: *Volcano Instability on the Earth and other Planets*, McGuire, Jones and Neuberg, eds. Geological Society London Sp. Pub. 110: 125-135.
- Carracedo, J.C., 1999. Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, Special Issue, 94, 1-4, 1-19.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A. and Pérez Torrado, F.J. 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine* (Cambridge University Press), 135 (5), 591-604
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H. and Gravestock, P. 1999a. The later stages of the volcanic and structural evolution of La Palma, Canary Islands: The Cumbre Nueva giant collapse and the Cumbre Vieja volcano. *Geological Society of America (GSA) Bulletin*, 111-5: 755-768.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H. and Pérez Torrado, F.J. 1999b. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Special Issue, 94, 1-4: 169-190.
- Carracedo, J.C., E. Rodríguez Badiola, Guillou, H., de La Nuez, J. and Pérez Torrado, F.J. 2001. Geology and Volcanology of the Western Canaries: La Palma and El Hierro. *Estudios Geológicos (Spec.Vol.)*, 57: 171-295.

- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R. and Rodríguez Badiola, E., 2002. Cenozoic Volcanism II: The Canary Islands. In: Gibbons, W. and Moreno, T. (eds.). *The Geology of Spain*. The Geol. Soc, London, 649 pp.
- Carracedo, J.C y Tilling , R.I, 2003. Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas, Canarias-Hawaii. Serv. Pub. Caja Gral. Ahorros Sta. Cruz Tenerife, 293-15, 73pp.
- Carracedo, J.C., Guillou, H, Paterne, M., Pérez Torrado, F.J., Mangas, J., Paris, R Rodríguez Badiola, E and Hansen, A. 2003. Volcanic hazard associated to the recent (the past 20 ka) eruptive activity of a rift-stratovolcano system in a densely populated area: Tenerife, Canary Islands. *Cities on Volcanoes 3*, Hilo, Hawaii.
- Carracedo, J.C., M. Paterne, H. Guillou, F. J. Pérez Torrado, R. Paris, E. R. Badiola y A. Hansen. Dataciones radiométricas (14C y K/Ar) del Teide y el Rift NO, Tenerife, Islas Canarias, *Estudios Geológicos* (en prensa).
- Clague, D. A. and Dalrymple, G.B., 1987. The Hawaiian\_Emperor volcanic chain Part I: Geological evolution. In: Decker, W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. (Eds.), *Volcanism in Hawaii*, U.S. Geological Survey Prof. Pap. 1350-1: 5-54.
- Dillon, W. P. and Sougy, J.M.A., 1974. Geology of the West Africa and Canary and Cape Verde Islands. IN: *The Ocean Basins and Margins* (eds. A.E.M. Nairn and F. G. Stehli) Plenum Press, New York: 315-390.
- Funck, T., T. Dickmann, R. Rhim, S. Krastel, H. Lykke-Andersen and H.U. Schmincke, Reflection seismic investigations in the volcanoclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution., *Geophys. J. Int.*, 125 (1996) 519-536.
- Fúster, J.M., V. Araña, J.L. Brandle, M. Navarro, U. Alonso, A. Aparicio A., *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote*. Instituto "Lucas Mallada", C.S.I.C., Madrid (1968) 177 pp.
- Gudmundsson, A., Marinoni, L.B. and Marti, J., 1999. Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 88: 1-13.
- Guillou, H., F.J. Pérez Torrado, A.R. Hansen Machin, J.C. Carracedo, D. Gimeno, Chronology of the Plio-Quaternary volcanic activity of Gran Canaria. Timing of the transition from the Roque Nublo Group to the Post-Roque Nublo Group based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes to Gilbert lava sequences, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, (submitted).
- Hafid , M., Ait Salem, A. and Bally, A.W., 2000. The wetern termination of the Jebilet-High Atlas system (Offshore Essaouira Basin, Morocco). *Marine and Petroleum Geol.*, 17: 431-443.

- Holik, J.S., Rabonowitz, P.D and Austin, J.A.,1991. Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust off Morocco. *J. Geophys. Res.*, 96: 12039-12067.
- Marti, J, Ablay, G:J and Bryan, S., 1996. Comment on "The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic island volcanoes. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 60, 3/4: 225-242" by J.C. Carracedo. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 62.
- Martínez del Olmo, W. y J. Buitrago Borrás (2002): Sedimentación y volcanismo al este de las islas de Fuerteventura y Lanzarote (Surco de Fúster Casas). *Geogaceta*, 32, 51-54.
- Masson, D.G., A.B. Watts, M.J.R. Gee, R. Urgelés, N.C. Mitchell, T.P. Le Bas and M. Canals, Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth-Sc. Reviews*, 57 (2002) 1-35.
- McKenzie, D. and M.J. Bickle, 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. of Petrol.*, 29, 3625-679
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. and Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.*, 94 (B12): 17465-17484.
- North American Comisión on Stratigraphic Nomenclature (NACSN, 1983. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 841-875.
- Paris, R., H. Guillou, J-C. Carracedo and F-J. Pérez Torrado, K-Ar ages, magnetic stratigraphy and morphological evolution of La Gomera: Implications for the Canary Islands age progression (submitted).
- Pérez Torrado, F., Carracedo, J.C. and Mangas, J. Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 807-818 (1995).
- Pérez Torrado, F.J., 2000. *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria*. Servicio de Publicaciones, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Ediciones del Cabildo de Gran Canaria, 457 pp.
- Rihm, R., Jacobs, C.L., Krastel, S., Schmincke, H.U. and Alibes, B. Las Hijas seamount: The new Canary island? *Terra Nova*, 10: 121-125 (1998).
- Schmincke H.U. and M. Sumita, Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: Synthesis of VICAP project drilling, In: P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth and W. Duffield (Eds.), *Proc. ODP, Sci., Results*, 157 (1998) 443-469.

- Staudigel, H and H.U. Schmincke, 1984. The Pliocene seamount series of La Palma, CI. J. Geophys. Res., 89, B-13: 11190-11215.
- Steckler, M.S. and ten Brink, U.S., 1986. Lithosphere strength variations as a control on new plate boundaries: examples from the Northern Red Sea. Earth & Planet. Sci. Lett., 79: 120-132.
- ten Brink, U.S., 1991. Volcano spacing and plate rigidity. Geology, 19: 397-400.
- Vink, G.E., Morgan, W.J. and Zhao, W.L., 1984. Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes. J. Geophys. Res. , 89: 10072-10076.
- Walker, G.P.L. 1990. Geology and volcanology of the Hawaiian Islands, Pacific Sci., 44: 315-347.
- Walter T.R. and H.U. Schmincke , Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands). Int. J. Earth Sci., (Geol. Rundsch.) 91 (2002) 615-628.
- Walter, T and Troll, V., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. J. Volcanol. Geotherm. Res., 127: 107-120.
- Ward, S.N. and Day, S., 2001. Cumbre Vieja Volcano–Potential collapse and tsunamis at La Palma, Canary Islands. Geophys. Res. Lettrs.
- White, R.S. and McKenzie, D.P., 1989. Volcanism at rifts. Scient. Am. July 1989: 74-83.
- Wilson, T., 1973. Mantle plumes and plate motions. Tectonophysics, 19: 49-164.

## LA HIDROGEOLOGÍA EN LA ALDEA DE SAN NICOLÁS, GRAN CANARIA

**Josefina Muñoz Sanz**

Licenciada en Geología. Becaria Doctoral. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.  
[fmunoz@becarios.ulpgc.es](mailto:fmunoz@becarios.ulpgc.es)

### 1) INTRODUCCIÓN

El barranco de La Aldea de San Nicolás se encuentra en el cuadrante Oeste de la isla de Gran Canaria (fig. 1), dentro del municipio del mismo nombre, más conocido como "La Aldea". El casco urbano se sitúa en la parte final del barranco que presenta unas pendientes entre el 1% y el 10% y está encajado entre grandes desniveles producto de la intensa actividad erosiva que se viene desarrollando en la isla desde el Mioceno. La desembocadura del cauce se abre al mar en la Playa de La Aldea como único resguardo de la zona entre acantilados escarpados.

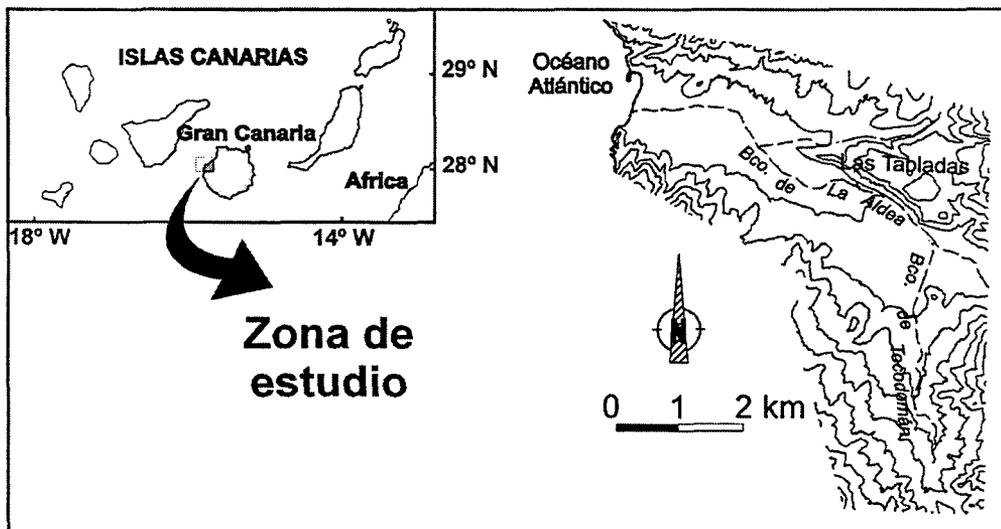


Figura 1. Mapa de situación de la zona de estudio

La precipitación media anual en la zona oscila entre los 257 mm de media anual en la estación pluviométrica más alta, situada a 345 m sobre el nivel del mar, y 130 mm en la zona costera, repartida principalmente entre los meses de octubre y abril. La temperatura media oscila entre los 16,5°C en invierno y 20,4°C en verano. Se trata de una zona con un clima semiárido, castigada además por fuertes vientos que soplan más fuertemente en los meses de verano.

En esta zona árida la actividad económica que sustenta a la mayoría de la población es, paradójicamente, el cultivo de tomate de invernadero. Esto es, una agricultura intensiva que permite disfrutar de una media de tres cosechas anuales. El riego se realizaba tradicionalmente a partir de agua superficial y agua subterránea en una proporción 3:1. Sin embargo, desde el año 1999 y como consecuencia de una sucesión de años en que las condiciones climatológicas no han sido favorables para el abastecimiento de aguas superficiales, se han instalado en la zona 7 plantas desalinizadoras de agua subterránea mediante ósmosis inversa que han tenido un fuerte impacto en el acuífero local (Cabrera et al, 2002). Estas plantas eran alimentadas con 38 pozos aproximadamente que han ido variando a lo largo del tiempo. Se estima que el caudal bruto que se obtenía de todos los pozos era de 22 Dm<sup>3</sup>/año siendo éste variable en función de la disponibilidad de aguas superficiales que hubiera en cada momento. Paralelamente, el ayuntamiento del municipio ha facilitado la construcción de 2 nuevas plantas desalinizadoras de agua de mar, una de ellas dedicada a obtener agua para el abastecimiento a la población y la otra para el regadío de los invernaderos. Ambas plantas desalinizadoras funcionan también con el sistema de ósmosis inversa y recogen el agua del mar a través de pozos filtrantes que ejercen el papel de una primera depuración del agua marina. Estas dos instalaciones fueron diseñadas para producir un total de 3,9 Hm<sup>3</sup>/año de agua desalinizada, sin embargo, las dificultades periféricas con las que se ha encontrado la puesta en funcionamiento no ha permitido la plena productividad.

Estas circunstancias socioeconómicas han elevado la demanda de recursos hídricos en la zona, y han hecho necesario el propósito de tener un conocimiento detallado del sistema acuífero de la zona.

## **2) MARCO HIDROGEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO**

Los materiales en los que está excavada la parte baja del barranco de La Aldea corresponden a la unidad de basaltos más antiguos de la isla de Gran Canaria, la formación de los Basaltos Miocenos. Sobre estos basaltos se sitúan sedimentos aluviales, fundamentalmente conglomerados de composición diversa, con una potencia media de 20 m.

En el área de estudio existen más de 370 pozos de gran diámetro (3-4 m) excavados a mano y con profundidades que oscilan entre los 10 y los 47 m, con una media de 22,5 m de profundidad. Los pozos situados en el barranco principal explotan la unidad de los materiales aluviales y algunos penetran parcialmente en los Basaltos Miocenos, extrayendo agua a través de ambas unidades simultáneamente. En la zona del barranco de Tocodomán (fig. 1), se explotan exclusivamente los basaltos infrayacentes.

Hidrogeológicamente, pueden definirse dos unidades que actúan como un sistema acuífero con diferentes características hidráulicas: una inferior formada por los Basaltos Miocenos y una superior constituida por sedimentos aluviales (Cabrera et al, 1997). Cabe

destacar la existencia en la zona NE del barranco de un relieve residual conocido como Las Tabladas. Este promontorio presenta una serie de materiales geológicos que afectan a la hidrogeoquímica del sistema, aumentando la salinidad del agua subterránea (Cabrera, et al., 2000).

### **3) ESTUDIO GEOLÓGICO DE LOS MATERIALES DE LA ZONA**

Se ha llevado a cabo la testificación de los sondeos realizados para abastecer la desalinizadora nombrada anteriormente. En la figura 2 se representa la zona costera en detalle así como los pozos existentes. Los sondeos testificados fueron nombrados con la denominación CAD. La misma figura recoge también otros pozos de la zona que en su mayoría se encuentran inactivos.

Este trabajo se ha corroborado junto con el reconocimiento de columnas geológicas en bajadas a los pozos efectuadas durante las campañas de campo, la observación de los materiales que afloran en superficie, el estudio de perfiles sísmicos y recopilación del mismo tipo de datos en otros trabajos previos de la misma zona, lo cual ha llevado a una caracterización completa de la geología del área de estudio.

Durante la realización de los sondeos CAD1 SO, CAD5 SO, CAD6 SO, CAD11 SO y CAD12 SO se llevó a cabo una toma sistemática de muestras que fueron estudiadas detalladamente. Las muestras tomadas fueron tamizadas y los fragmentos más gruesos fueron observados y descritos con lupa. Las apreciaciones que se realizaron fueron de carácter composicional, ya que los sondeos fueron perforados con el método de percusión, lo que implica que no se pudieran evaluar parámetros relativos al tamaño de grano de los sedimentos.

El examen de la secuencia de materiales presentes en las columnas de estos sondeos permite observar que tan sólo el sondeo denominado CAD1 SO, con una profundidad de 46,9 m, explota los basaltos y además de forma exclusiva, ya que está cementado en su parte superior. Este sondeo fue concebido así para evitar la toma de agua del aluvial, con contenidos en nitratos que alcanzan los 400 mg.l<sup>-1</sup>, y explotar de forma exclusiva -en caso de que fueran fértiles- los Basaltos Miocenos. Dado que la productividad de este sondeo fue muy pobre, el resto de los sondeos fueron construidos para extraer agua de los materiales aluviales suprayacentes. .

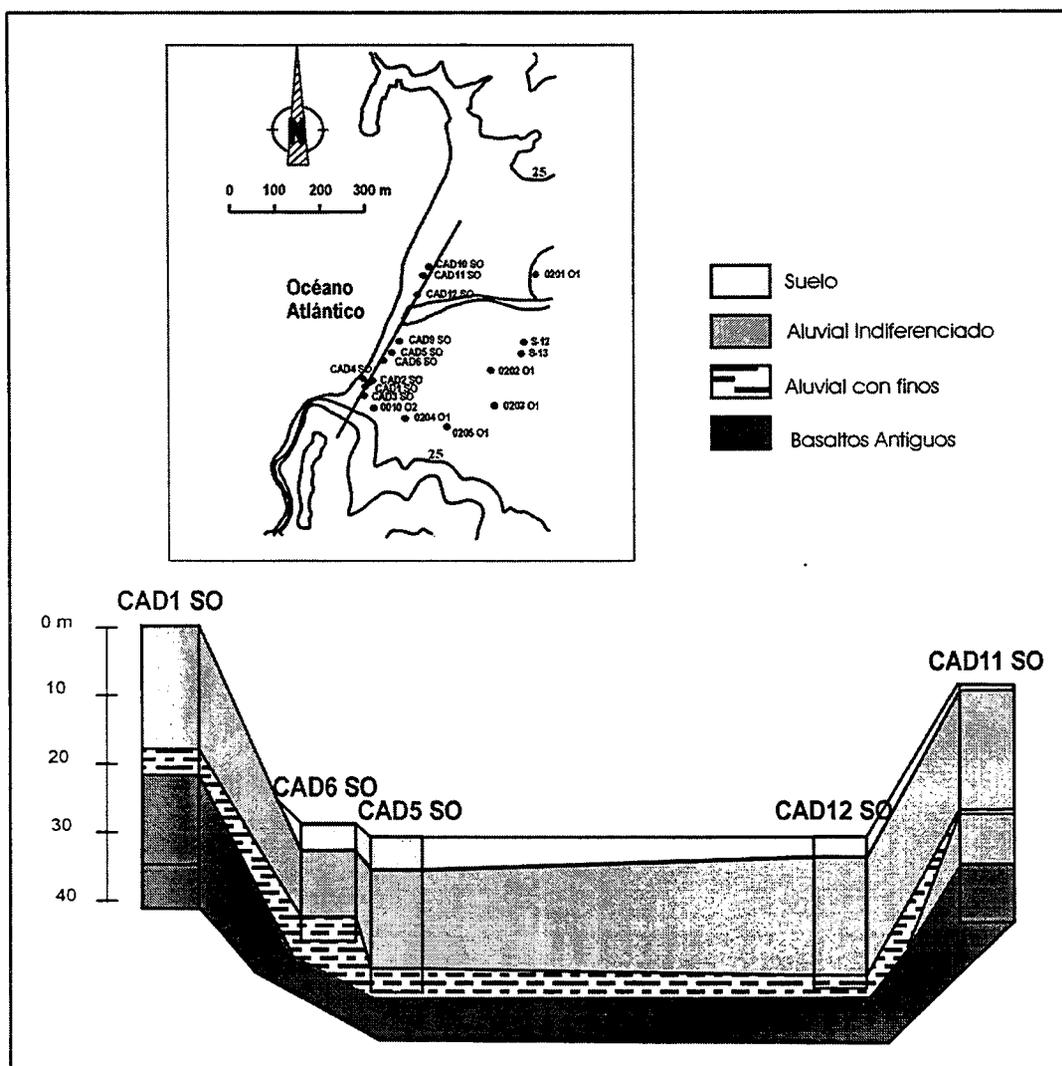


Figura 2. Situación y correlación las columnas de los pozos filtrantes

En los sondeos se reconoce, de techo a muro, en general, la formación de un suelo en los primeros metros de cada sondeo, variable en espesor de 2 a 5 m. Por debajo de estos primeros metros se encuentra lo que se ha denominado Aluvial Indiferenciado que contiene cantos de todo tipo de litologías (ignimbritas, microsienitas, basaltos etc.), dentro del cual se han encontrado algunos tramos que parecen tener una mayor proporción de finos, con potencias que pueden alcanzar los 3 ó 4 metros en algunos casos (CAD5 SO). Estos tramos se concentran en las partes bajas de los materiales aluviales, las que se apoyan sobre el sustrato basáltico.

El sustrato basáltico se encuentra a una profundidad media de 18 m, variando según los datos que se tienen de diferentes pozos. Hasta la profundidad máxima perforada (46,9 m) se han apreciado dos tramos distinguibles: el superior constituido por la alternancia de lavas vacuolares (*pahoehoe*) y otras más masivas (posiblemente de tipo *aa*). Dentro del tramo superior se han distinguido diferentes sub-tramos, según la

presencia de minerales secundarios rellenando las vacuolas, o la proporción y forma de los cristales de plagioclasa, etc. que han permitido la separación de distintos tramos. La correlación entre las columnas levantadas queda reflejada en la figura 2. El corte geológico representa los materiales que cabe encontrar en un corte transversal cualquiera a lo largo del barranco. De él se desprende la irregularidad de la superficie del contacto basalto–aluvial. Según lo observado en estos sondeos y otros datos geológicos este contacto se ajustaría a la forma de valle en artesa, con una incisión muy ancha y plana en el eje del barranco que se acuña hacia los bordes. Se calcula que la mayor profundidad de este paleovalle se situaría sobre los 26 m bajo el nivel del mar actual; ésta es, la mayor potencia del aluvial registrada a lo largo de la línea que incluye todos los sondeos realizados.

#### 4) DETERMINACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DEL ACUÍFERO: PARÁMETROS HIDRÁULICOS

Los parámetros hidráulicos de un acuífero representan las propiedades físicas del medio. Hay dos magnitudes fundamentales que definen estas características: transmisividad y coeficiente de almacenamiento. La **transmisividad** (T) se mide en  $m^2/día$  y se define como el *caudal que se filtra a través de una franja vertical de terreno, de ancho unidad y de altura igual a la del manto permeable saturado bajo un gradiente unidad a una temperatura determinada*; en otras palabras, es la capacidad que tiene el medio para transmitir el agua y da una idea de lo mucho o poco productivo que es un acuífero. El **coeficiente de almacenamiento** se define como *el volumen de agua que puede ser liberado por un prisma vertical del acuífero de sección igual a la unidad y altura igual a la del acuífero saturado si se produce un descenso unidad del nivel piezométrico*; en acuíferos libres, el coeficiente de almacenamiento es igual a la porosidad eficaz, es decir al volumen de agua contenida en los poros interconectados de una unidad de acuífero saturado. A partir de la transmisividad se puede calcular otro parámetro que es la **permeabilidad** o conductividad hidráulica (K), ésta es el cociente de la transmisividad por el espesor del acuífero y se mide en  $m/día$ .

Para la estimación de los parámetros hidráulicos se han utilizado los datos procedentes de los sondeos filtrantes construidos para el abastecimiento de la planta desalinizadora de agua de mar instalada por el Ayuntamiento de San Nicolás. Además, dentro del contexto del trabajo desarrollado para la investigación, se ha realizado un ensayo de bombeo en un pozo tradicional situado en el barranco de La Aldea.

##### 4.1) Estimación a partir de los caudales específicos

En los sondeos realizados se efectuaron varios aforos para averiguar el caudal que podrían aportar. Estos aforos no se pueden considerar como ensayos de bombeo ya que la duración de los mismos era de 4 horas como máximo y en muchas ocasiones el

bombeo no era continuo debido a problemas imprevistos con la introducción de aire en el caudal de bombeo.

En la tabla 1 se detallan los caudales extraídos (Q) que son aceptados en cada caso, según las condiciones de los bombeos, junto con los descensos medios medidos en el propio pozo ( $s_p$ ), y el caudal específico (q) correspondiente calculado.

Tabla 1. Datos de descensos en el pozo ( $S_p$ ), caudal de bombeo (Q) y caudal específico (q) tomados en los bombeos realizados en los pozos filtrantes de agua de mar en el Barranco de La Aldea.

SONDEO	$S_p$ (m)	Q ( $m^3 \cdot d^{-1}$ )	q ( $m^3 \cdot d^{-1} \cdot m^{-1}$ )
CAD1 SO	16,6	1667,9	100,2
CAD2 SO	47,9	4138,5	873,0
CAD3 SO.	6,3	6172,3	983,0
CAD4 SO	3,1	6480,0	2057,0
CAD5 SO	2,5	2537,5	1054,2
CAD10 SO	5,6	6523,2	1162,8
CAD11 SO	8,3	5514,0	690,4

Las transmisividades se han estimado a partir de las aproximaciones de las fórmulas simplificadas de caudal específico (Galofré, 1966 y Custodio y Llamas, 1986). Los resultados obtenidos figuran en la tabla 2. Para el cálculo de permeabilidad se ha estimado un espesor medio de 18 m para los materiales aluviales.

Así pues, la transmisividad estimada para el acuífero aluvial a partir de los aforos cortos puede oscilar entre 801 y 2880  $m^2 \cdot d^{-1}$  según la fórmula utilizada para calcularla, con un valor medio de 1541  $m \cdot d^{-1}$ . Las permeabilidades se mueven entre los valores extremos de 45 y 160  $m \cdot d^{-1}$  con un valor medio de 90  $m \cdot d^{-1}$ .

Para el material basáltico los valores de transmisividad oscilan entre 116 y 140  $m \cdot d^{-1}$ , con un valor medio de 90  $m \cdot d^{-1}$ . Para los basaltos no es posible calcular la permeabilidad dada la imposibilidad de precisar el espesor de dichos materiales.

#### 4.2) Estimación a partir de los datos de mareas

Se tomaron también datos continuos en CAD5-SO durante 50 horas cada 10 minutos durante los días 12, 13 y 14 de enero de 2000. El sondeo se encuentra excavado hasta los 26 m de profundidad y la columna de sondeo registra materiales aluviales hasta los 20 m y basaltos hasta el fondo del mismo sondeo. Los parámetros extraídos se pueden asociar a los materiales aluviales ya que el nivel piezométrico no desciende nunca a más de 1,5 m de profundidad y los basaltos tienen poca importancia en la columna

activa. Las medidas de nivel registran las oscilaciones mareales con el retardo natural (fig. 3), ya que presumiblemente no hubo ningún bombeo en pozos de la zona.

Asimismo, ya que no había datos directos de las mareas en el puerto de La Aldea, se representó la estimación de su comportamiento en el lugar de estudio, interpolando entre los dos puntos más cercanos a ambos lados -Sardina del Norte y Tauro-, donde hay datos directos de los ciclos mareales. Es decir, se han calculado las constantes armónicas para el puerto de La Aldea a partir de las que ya se disponía para los puertos citados anteriormente.

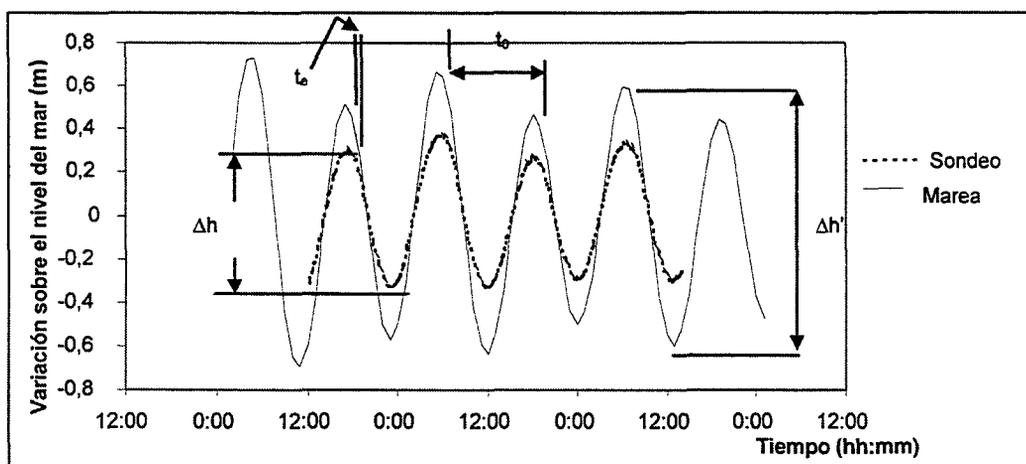


Figura 3. Representación de las ondas de marea estimadas en la zona de estudio para el tiempo en que se tomaron las medidas en el sondeo CAD5 SO.

Los parámetros extraídos que se necesitan para los cálculos hidrogeológicos, así como los datos referentes al pozo y a las condiciones del período mareal en el Océano Atlántico son los siguientes:

- Semi-amplitud de marea en el pozo ( $\Delta h$ ): 0,636 m
- Semi-amplitud mareal ( $\Delta h'$ ): 1,138 m
- Distancia del pozo al mar ( $x$ ): 40 m
- Período de marea ( $t_0$ ): 0,52 días
- Tiempo de retardo de la onda de marea al sondeo ( $t_e$ ): 20 min ó 0,0125 d

El cálculo de parámetros hidráulicos a partir de los datos de la marea se ha calculado mediante el método de la eficiencia de la marea (Custodio y Llamas, 1975), arrojando un rango de transmisividad entre 1427 y 2855  $m^2/d$  (se utiliza un valor de coeficiente de almacenamiento de 0,05-0,1 según SPA-15, 1975). La permeabilidad que se calcula con un espesor de 18 m queda en un rango entre 79 y 159  $m.día^{-1}$ .

### 4.3) Estimación a partir de los datos de un ensayo de bombeo

El ensayo de bombeo se realiza en un pozo situado a 3300 m del mar, situado en el barranco de La Aldea, y que explota conjuntamente los materiales aluviales y los Basaltos Miocenos. El nivel estático inicial (6,53 m de profundidad) se encuentra en los materiales aluviales y desciende a una profundidad máxima de 14,33 m, por tanto se estima que no sobrepase la profundidad media de los sedimentos, estimada en 20 m para esta zona del barranco.

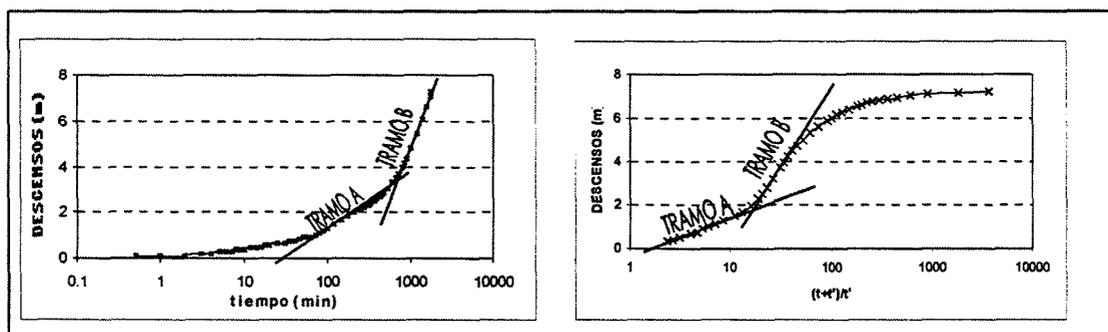


Figura 4. Medición del nivel piezométrico durante el ensayo de bombeo en un pozo tradicional.

El método utilizado para el cálculo de transmisividad es la aproximación logarítmica de Jacob para la fórmula de Theis (Custodio y Llamas, 1975). De estos datos se concluyen que la transmisividad del tramo A es  $100 \text{ m}^2/\text{d}$  (permeabilidad =  $5 \text{ m}/\text{d}$ , para un espesor de  $20 \text{ m}$  del material aluvial). En el tramo B la transmisividad que resulta es de  $60 \text{ m}^2/\text{d}$ . La existencia de estos dos tramos responde a los dos medios atravesados por la columna del pozo: el tramo A refleja una columna activa en la que tiene mayor porcentaje el espesor de los materiales aluviales, mientras que el tramo B responde a una columna activa en la que los basaltos tienen un papel más importante.

En resumen, a partir de estos apartados se deducen las características hidráulicas resumidas en la tabla 4.

Tabla 4. Valores de los parámetros hidráulicos del acuífero aluvial del Barranco de Aldea.

	Materiales aluviales		Basaltos Miocenos
	T ( $\text{m}^2\cdot\text{d}^{-1}$ )	K ( $\text{m}\cdot\text{d}^{-1}$ )	T ( $\text{m}^2\cdot\text{d}^{-1}$ )
Caudal específico	1541	90	128
Mareas	2141	119	—
Ensayo de bombeo	100	5	20

## 5) CARACTERIZACIÓN HIDROQUÍMICA DEL ACUÍFERO

Una de las cuestiones que se puede confirmar con el análisis de la hidroquímica, es la procedencia de las aguas que son extraídas ya que, como se ha mencionado previamente, hay dos unidades hidrogeológicas: materiales aluviales y Basaltos Miocenos, además de la influencia de otras litologías circundantes.

Los datos utilizados para elaborar este análisis deben corresponder a una "fotografía instantánea" de la química de las aguas del acuífero. Esta "fotografía" fue tomada en una campaña de inventario que registró 376 puntos de agua durante el verano de 1999. Posteriormente se procedió al análisis en laboratorios especializados de las muestras de agua recogidas durante ese período de tiempo. La tabla 5 muestra un análisis químico tipo de los componentes iónicos mayoritarios analizados. La disponibilidad de estos datos abre paso al examen de la distribución espacial de estos puntos para la comprobación de zonificaciones hidroquímicas.

Para representar y analizar espacialmente los datos se utiliza un Sistema de Información Geográfica que permite combinar las diferentes condiciones y reflejar cartográficamente los resultados. Los programas informáticos elegidos para llevar a cabo estas tareas han sido ArcView 3.2 e Ilwis 3.1.

Si se representan los componentes iónicos individualmente, las tendencias observadas pueden estar enmascaradas por la mezcla de varios procesos simultáneamente. Sin embargo, las relaciones de dos componentes iónicos determinados pueden dar indicios de los procesos que están ocurriendo en el acuífero. Algunas de estas relaciones iónicas pueden representar criterios hidroquímicos y pueden actuar como índices de la unidad hidrogeológica de la que proceden (Custodio, 1976).

Tabla 5. Análisis químicos tipo de muestras de agua. Las unidades son mg/l.

POZO		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	pH	C.E
0001	07/06/	176,40	1831,9	717,60	164,61	—	358,68	1233,1	7380,45	183,52	7,91	4630
0002	17/06/	160,60	1772,6	569,94	109,48	12,90	342,82	1025,7	6638,50	188,48	8,33	3950
0003	17/09/	207,80	1142,2	159,39	140,76	1,80	153,72	368,64	5449,25	135,16	8,21	2480
0004	23/06/	240,00	2630,5	514,74	144,67	4,80	278,77	992,16	10486,70	164,30	8,3	4470

En el caso de los materiales basálticos se han escogido dos relaciones iónicas que nos pueden ayudar (Custodio, 1978): rMg/rCa y rMg/rCl. Las relaciones iónicas también nos pueden dar información sobre la influencia de algún otro factor que puede interferir en los parámetros indicadores, como es el caso de la tercera relación que se ha utilizado: rCl/rHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

\* La nomenclatura con la letra r delante del ión indica que las unidades en que se deben encontrar los contenidos iónicos son meq/l.

La relación  $rMg/rCa$  muestra un ligero crecimiento en perfiles hidroquímicos de la isla de Gran Canaria desde la cumbre hacia la periferia, mostrando efectos litológicos ya que los valores mayores (superiores a 1) se encuentran en los Basaltos Miocenos. El rango que presenta esta relación para las aguas continentales normalmente es entre 0,3 y 1,5 (Custodio, 1976).

La relación  $rMg/rCl$  ha sido usada para corroborar la distribución del Mg relativo eliminando el efecto de la salinidad marina o por otras causas no basálticas. En zonas de alta salinidad crece en general la concentración de todos los iones, por lo que la relación  $rMg/rCl$  se mantendría constante. Sin embargo, la influencia de los basaltos aumentaría el valor de la relación, al aumentar la concentración de Mg en relación a la de Cl, por su composición rica en elementos alcalinotérreos.

La relación  $rCl/rHCO_3$  ha sido utilizada para discriminar una posible contaminación por otras causas no basálticas. En aguas continentales normales, los valores se encuentran entre 0,1 y 5. Cuando se produce intrusión marina, el valor de esta relación se acerca al del agua de mar, entre 20 y 50, sin embargo, si el incremento de cloruros es debido a concentraciones de sales en zonas de regadío, la relación crece mucho menos para igual incremento de cloruros.

Para visualizar espacialmente las relaciones iónicas índice se seleccionan en primer lugar los pozos que extraen agua de los Basaltos Miocenos considerando la geología de superficie y la profundidad de los mismos. Posteriormente se combinan los rangos de las relaciones iónicas citadas anteriormente para esos pozos que indican una influencia basáltica y el resultado es el de la figura 5. En esta figura se puede observar como hay dos zonas: una con influencia basáltica clara y otra con una influencia basáltica parcial. La representación espacial de los puntos con influencia basáltica junto con la extensión superficial de los materiales aluviales confirma que en el barranco de Tocodomán, donde los pozos explotan los Basaltos Miocenos la marca hidroquímica es claramente basáltica. Sin embargo, en el barranco principal de La Aldea, donde los pozos explotan conjuntamente los materiales aluviales y los Basaltos Miocenos, la marca hidroquímica de los basaltos es más leve.

## 6) CONCLUSIONES

Los distintos métodos utilizados para el cálculo de los parámetros hidráulicos proporcionan distintas cifras. Se puede aceptar un valor de transmisividad entre 1500 y 2100  $m^2/d$  para los sedimentos aluviales. Los valores de transmisividad del ensayo de bombeo no son muy fiables, teniendo en cuenta que la columna activa implica las dos unidades hidrogeológicas. Los valores de transmisividad de los Basaltos Miocenos, son meramente comparativos en relación a los sedimentos aluviales, ya que los valores obtenidos mediante los diferentes métodos son

anómalamente altos respecto a los rangos que se pueden esperar en este tipo de materiales.

La zonación hidroquímica de las relaciones iónicas efectuada sobre los pozos que extraen aguas de los Basaltos Miocenos refleja una asimetría con un eje longitudinal en el barranco principal de La Aldea. Esta zonación parece estar relacionada con el flujo de agua subterránea procedente del barranco secundario de Tocodomán.

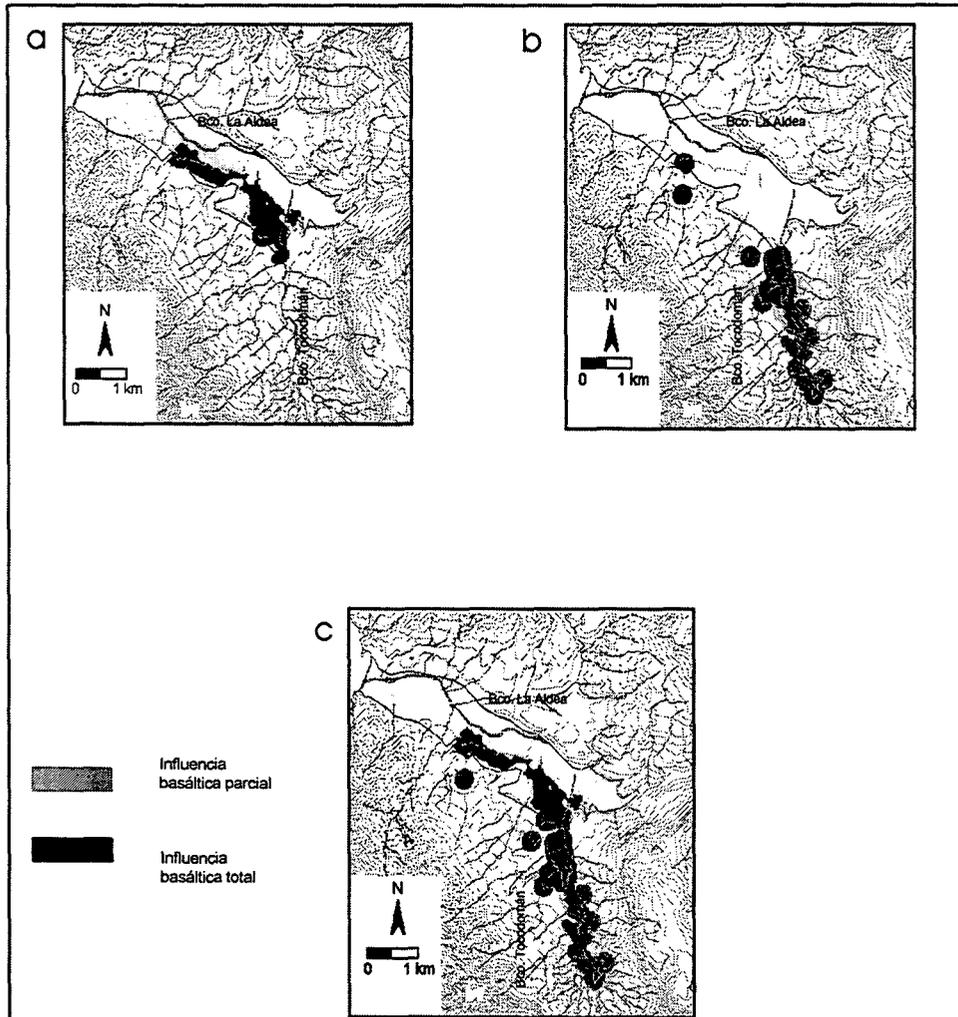


Figura 5. Distribución y combinación de los rangos de relaciones iónicas en pozos que extraen agua de los Basaltos Miocenos. a) Combinación de los rangos de las relaciones iónicas con influencia basáltica en pozos de menos de 20 m de profundidad en el barranco principal de La Aldea. b) Combinación de los rangos de las relaciones iónicas con influencia basáltica en pozos del barranco secundario de Tocodomán. c) Unión de los pozos con influencia basáltica en las dos zonas.

## AGRADECIMIENTOS

El presente estudio ha sido financiado por el Proyecto CICYT con fondos FEDER 1FD97-0525. Dentro de este proyecto, ha recibido financiación de la Dirección General de Aguas del Gobierno de Canarias, el Consejo Insular de Aguas de Gran Canaria, el Excmo. Ayuntamiento de San Nicolás de Tolentino, COPAISAN, COAGRISAN y ROMERTOR. Además cabe reconocer la ayuda imprescindible ayuda de Antonio Martínez Marrero para la interpretación de los datos de mareas. A todos ellos, muchas gracias.

## Referencias bibliográficas

- Cabrera, M.C.; Muñoz, R.; Poncela, R.; González, G. y Socorro, A.R. 1997. Estudio de la contaminación por plaguicidas en la zona no saturada y el acuífero de Gran Canaria y Tenerife (Islas Canarias). En Cabrera, M.C., Custodio, E. y Roque, F. (eds): Las aguas subterráneas en la planificación hidrológica en las Islas Canarias. Pp. 211-217.
- Cabrera, M.C.; Delgado Mangas, F.; Muñoz Sanz, J.; Pérez Torrado, F.J. y La Moneda, E. 2000. Caracterización de las familias hidrogeoquímicas en el acuífero de La Aldea (Gran Canaria). *Geotemas*, 1(2), pp. 47-50.
- Cabrera, M.C.; Albert, A. y Muñoz, J. 2002. Influencia de la instalación de desaladoras de agua de pozo en el acuífero de La Aldea (Gran Canaria). En Pulido, A.; Vallejo, A. y Pulido Lebouf, P. (eds.): Los acuíferos costeros y las desaladoras. Ed. Club del Agua subterránea. pp. 195-202.
- Custodio, E. y Llamas, R. 1976. Primera Edición. *Hidrología Subterránea*. Ed. Omega. Barcelona. II tomos. 2350 pp.
- Custodio, E. 1978. *Geohidrología de terrenos e islas volcánicas*. Instituto de Hidrología. Centro de Estudios Hidrográficos. Madrid. 393 pp.
- SPA-15. 1975. Estudio científico de los recursos de agua en las Islas Canarias (SPA/69/515). Minist. Obras Públ, Dir. Gral. Obr. Hidr. UNESCO. Las Palmas de Gran Canaria, Madrid. 3 vol.+ mapas.

## LA AVALANCHA VOLCÁNICA DE TENTENIGUADA, GRAN CANARIA

**Aitor Quintana Uribe**

aitorquintana@yahoo.com

### 1) INTRODUCCIÓN

Desde que en 1980 tuviera lugar la erupción del Mt. St. Helens (Washington, EE.UU.), el estudio de los procesos que dan lugar a la destrucción o desmantelamiento de un volcán ha adquirido gran importancia. Gracias al estudio *in situ* de dicha erupción, se ha logrado un gran avance en el conocimiento de los fenómenos que generan la destrucción del edificio volcánico. Los últimos episodios en la vida de un estratovolcán a menudo están reflejados en el desarrollo de grandes deslizamientos que pueden afectar a un sector del volcán o llegar a representar la destrucción de gran parte del edificio. Así, un depósito de *debris avalanche* se definió como aquel depósito volcanoclástico formado como resultado del colapso a gran escala de un sector del cono volcánico, asociado con alguna forma de actividad volcánica (Nakamura, 1978), en el que el agua es transportada junto con los sólidos como si de otro componente de la masa deslizada se tratase, más que contribuir como un fluido a soportar y transportar los clastos.

Los deslizamientos juegan un papel importante en la construcción de islas oceánicas volcánicas así como en la configuración de su relieve. De hecho, el volumen total deslizado puede llegar a exceder el volumen total del edificio, llegando incluso a formar parte de la base en la cual se apoya el mismo, contribuyendo así a su inestabilidad (Holcomb y Searle, 1991). Gran Canaria, al igual que el conjunto de islas que forman el Archipiélago Canario, no ha estado exenta de sufrir este fenómeno.

Así, en la Cuenca de Tenteniguada se ha reconocido una serie de materiales pertenecientes a un depósito de *debris avalanche* y que ocupa una extensión de 8,8 km<sup>2</sup>. En dicho depósito se pueden observar numerosas estructuras, a diferentes escalas, que reflejan los mecanismos actuantes en el interior de un *debris avalanche* durante su movimiento y asentamiento.

### 2) DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS DE DEBRIS AVALANCHE DE TENTENIGUADA

La Cuenca de Tenteniguada se encuentra situada en el sector oriental de la isla de Gran Canaria (Islas Canarias). Esta cuenca tiene una cabecera semicircular y está drenada por el Barranco de San Miguel, Barranco de la Plata, de los Mocanes, de Tenteniguada, de La Coruña y de La Capellanía. Estos últimos barrancos, así como otros de menor

importancia, son los que alcanzan la zona de cabecera de la cuenca situada en las proximidades del centro de la isla (Fig. 1).

A lo largo del Barranco de La Plata y de San Miguel, así como en algunos de sus tributarios, desde la Villa de Tenteniguada hasta la localidad de Tecen, se pueden observar materiales pertenecientes a un depósito de *debris avalanche*. A pesar de estar recubiertos en su mayor parte por coladas del Ciclo III de Gran Canaria (Plio-Cuaternario) y coluviones, se ha podido atribuirles una extensión aproximada de 8.843.750 m<sup>2</sup> (8,8 km<sup>2</sup>) y un volumen de 353.750.000 m<sup>3</sup> (0,35 km<sup>3</sup>).

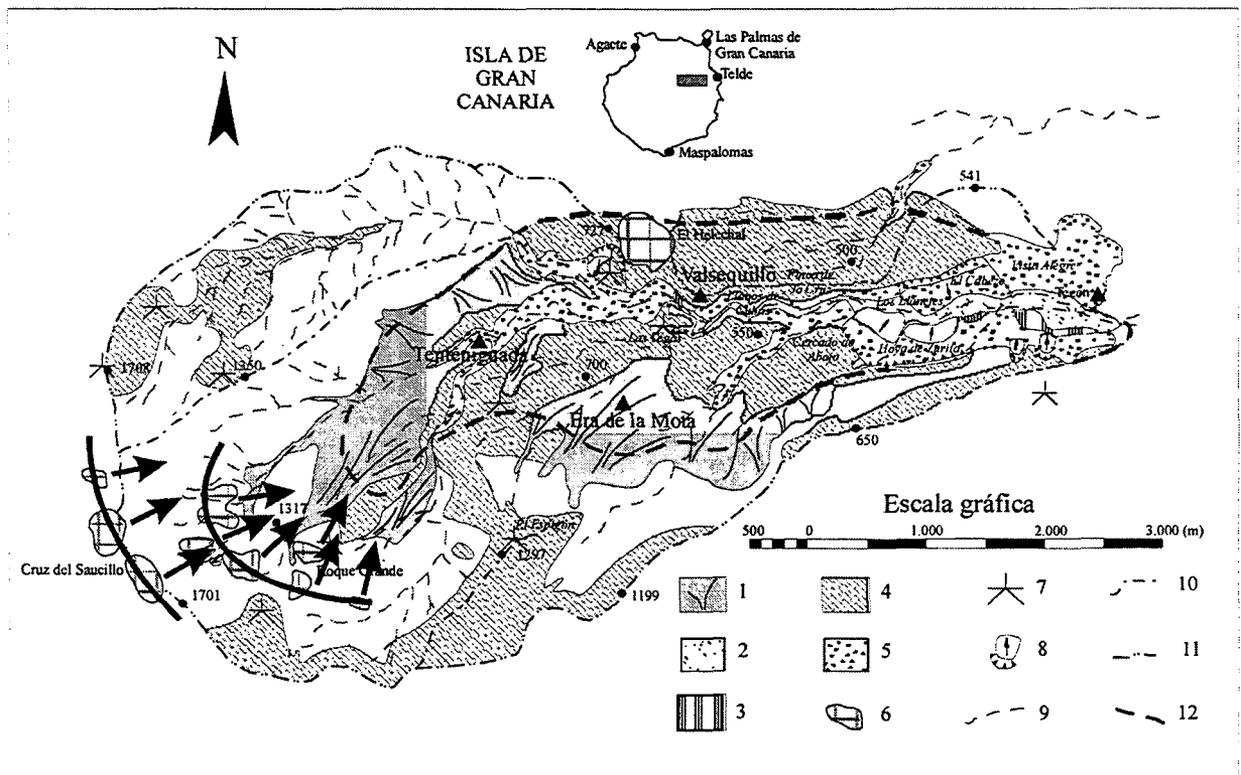


Figura 1. Localización geográfica y mapa de síntesis de la Cuenca de Tenteniguada. 1: Coluviones. 2: Depósitos aluviales tipo *braided*. 3: Terrazas aluviales. 4: Coladas basálticas del Ciclo III. 5: Afloramientos del depósito de *debris avalanche*. 6: Domos volcánicos. 7: Centros de emisión del Ciclo III. 8: Deslizamientos laterales tipo *slump*. 9: Red de drenaje. 10: Divisoria de aguas. 11: Límite de cuenca. 12: Límite propuesto de los depósitos de *debris avalanche*. Las flechas indican la dirección de empuje provocada por las intrusiones.

La relación H/L (siendo L la distancia recorrida por la masa deslizada y H la altura de caída), es la que Hsü (1975) denominó coeficiente de fricción aparente,  $\mu$ . La distancia L recorrida por los materiales movilizados alcanza los 7,1 km. (Fig. 1). Con este valor y considerada la altura H= 1,4 km. (altura del escarpe actual de la Cuenca de Tenteniguada) se obtiene un valor del coeficiente de fricción aparente  $\mu = 0,1971$ . Este valor resulta acorde con los de otros *debris avalanches* (Fig. 2).

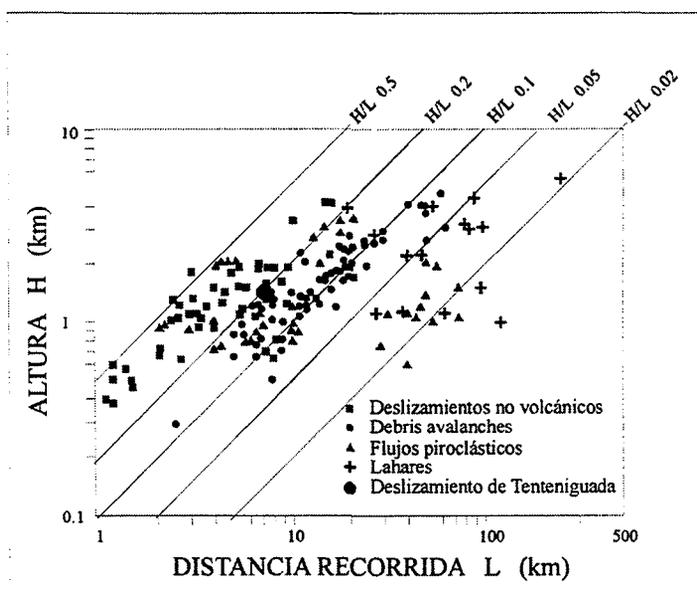


Figura 2. Representación de los valores H/L para diferentes depósitos (Siebert, 1984). Nótese que el valor de la relación H/L para los *debris avalanches* está comprendido entre 0,05 y 0,2.

### 3) CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO

Siguiendo la terminología habitual en depósitos de *debris avalanches*, se han distinguido dos facies: de matriz y de megabloques.

a) Facies de matriz: está constituida por un material con aspecto de brecha caótica, compuesta por cantos angulosos a subangulosos de diferente composición. Sin embargo, se observa una tendencia de los cantos a formar conjuntos de una misma litología.

El tamaño de los cantos varía de un punto a otro a pesar de no presentar granoselección. Su carácter heterométrico comprende desde el tamaño milimétrico hasta un tamaño de 50 cm, con un promedio de 35 cm. Por encima del tamaño 50 cm, los cantos forman parte de unidades desmembradas en las que se pueden apreciar las características estructuras de **jigsaw cracks** (grietas en rompecabezas).

El depósito tiene tendencia a ser matriz-soportado por los cantos menores o por la fracción arenosa que se encuentra en todo el depósito.

b) Facies de megabloques: En contraste con la brecha, a lo largo del barranco se pueden encontrar afloramientos de roca de diversas litologías (fonolitas, tefritas, piroclastos de caída, etc.) que por sus grandes dimensiones (en ocasiones superior a 100 m de longitud) y su estructura, poco o nada deformada, es difícil determinar si están *in situ* o si, por contra, forman parte de la masa deslizada. No obstante, la presencia de fracturas tipo **jigsaw cracks** y el estar envueltos por la facies de matriz indican que representan a cuerpos involucrados en el deslizamiento.

### 4) MECANISMOS ACTUANTES EN EL MOVIMIENTO

Durante el movimiento de un *debris avalanche* se producen una serie de láminas que se mueven de forma independiente. Esto da lugar a un perfil de velocidades como muestra la Fig. 3.

La particularidad de este depósito reside en el elevado número de estructuras inéditas encontradas dentro del mismo, las cuales reflejan los mecanismos actuantes en un *debris avalanche*. Algunas de estas estructuras son indicativas del sentido de movimiento.

Así, si un canto queda atrapado entre dos láminas, se pueden encontrar estructuras de tipo **dominó**, **sandwich** o **sombras de acumulación** (Fig. 3).

Por el contrario, cuando un canto se ve atrapado en un plano de separación entre dos laminas, se produce la estructura tipo **cola de clastos fragmentados** (Fig. 3).

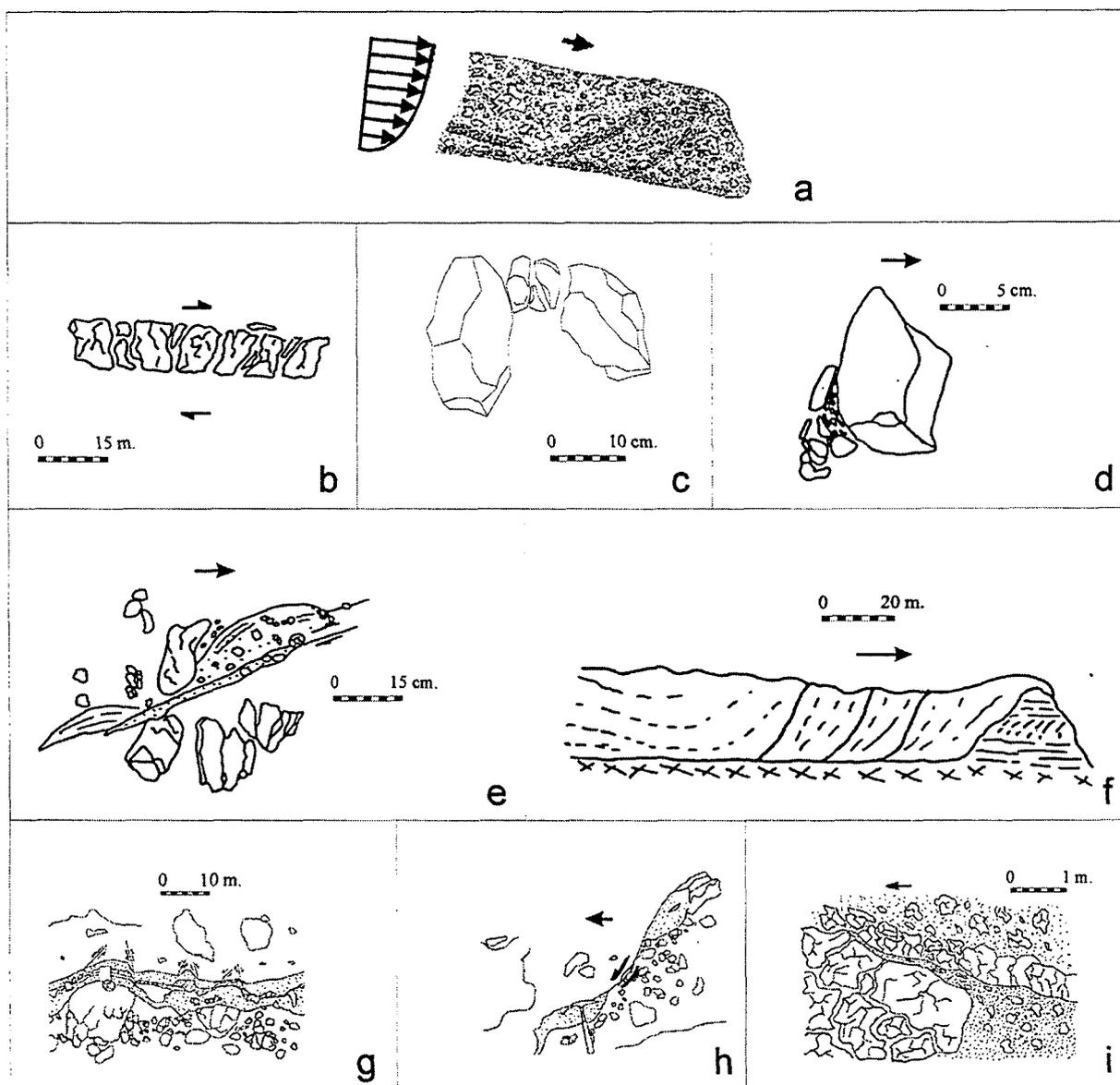


Figura 3. Diferentes estructuras encontradas dentro del depósito. A) Perfil de velocidades; b) estructura en dominó; c) sandwich; d) sombras de acumulación; e) cola de clastos fragmentados; f) estructura en rampa; g) microfallas; h) elongaciones; i) inyección de la matriz entre dos láminas. Las flechas en las figuras b, d, e, f, h e i, indican el sentido de movimiento.

En el momento en que el depósito de *debris avalanche* se detiene, se pueden formar dos tipos diferentes de estructuras: estructura en rampa o estructuras de reajuste. Estas últimas, generalmente son de tipo distensivo y están representadas por fallas normales, microfallas o elongaciones. Así mismo, estos esfuerzos distensivos junto con las presiones ejercidas sobre los materiales que constituyen la superficie de deslizamiento sobre los cuales se mueve la masa deslizada, dan lugar a diferentes tipos de inyecciones: (a) inyecciones clásticas compuestas exclusivamente de matriz, y (b) inyecciones clásticas en las que se han llegado a incorporar materiales pertenecientes a la superficie de deslizamiento.

## 5) HISTORIA Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE TENTENIGUADA

A continuación se describen las fases que dieron lugar a la configuración de la actual Cuenca de Tenteniguada (Fig. 4):

a) Antes de terminar la actividad del Ciclo Roque Nublo, y una vez desmantelado el estratovolcán de mismo nombre, se empezaron a producir efusiones de coladas lávicas y materiales piroclásticos pertenecientes al Ciclo III. Estas coladas discurrieron por los barrancos excavados con anterioridad. Por otro lado, en la parte alta de la actual cabecera de la Cuenca de Tenteniguada se produjeron una serie de inyecciones magmáticas que, a modo de domos endógenos, generaron esfuerzos tensionales en las laderas formadas por materiales que pertenecieron al estratovolcán Roque Nublo. También procuraron un contorno estructural, con forma de arco, favorable a la separación del cuerpo rocoso que deslizó (Fig. 1).

b) Durante el periodo en el cual se enmarca la edad del deslizamiento (entre 1,98 $\pm$ 0,03 Ma. y 284 $\pm$ 8 ka ; Guillou *et al*, enviado), se produjo la formación de numerosos conos volcánicos con actividad freatomagmática asociada. La explosividad de alguna de estas erupciones pudo generar el sismo que desencadenase el *debris avalanche* (tipo Unzen) que, a velocidades superiores a los 250 km/h, se canalizó en el barranco excavado a los pies de las laderas. Tras haberse desplazado a lo largo de una distancia de 7,1 km se detuvo en las proximidades de la localidad de Tecen.

c) La actividad del Ciclo III continúa. Algunas de las nuevas inyecciones atraviesan los depósitos producidos por el *debris avalanche*, llegando incluso a alcanzar la superficie. Esto da lugar a la generación de nuevos aparatos efusivos, como es el volcán de Las Vegas o El Helechal, de los cuales surgen las coladas lávicas que recubren los materiales de la avalancha. Al llegar a la localidad de Tecen, las lavas se canalizaron por la zona del paleobarranco a la cual no había conseguido alcanzar los depósitos de *debris avalanche*.

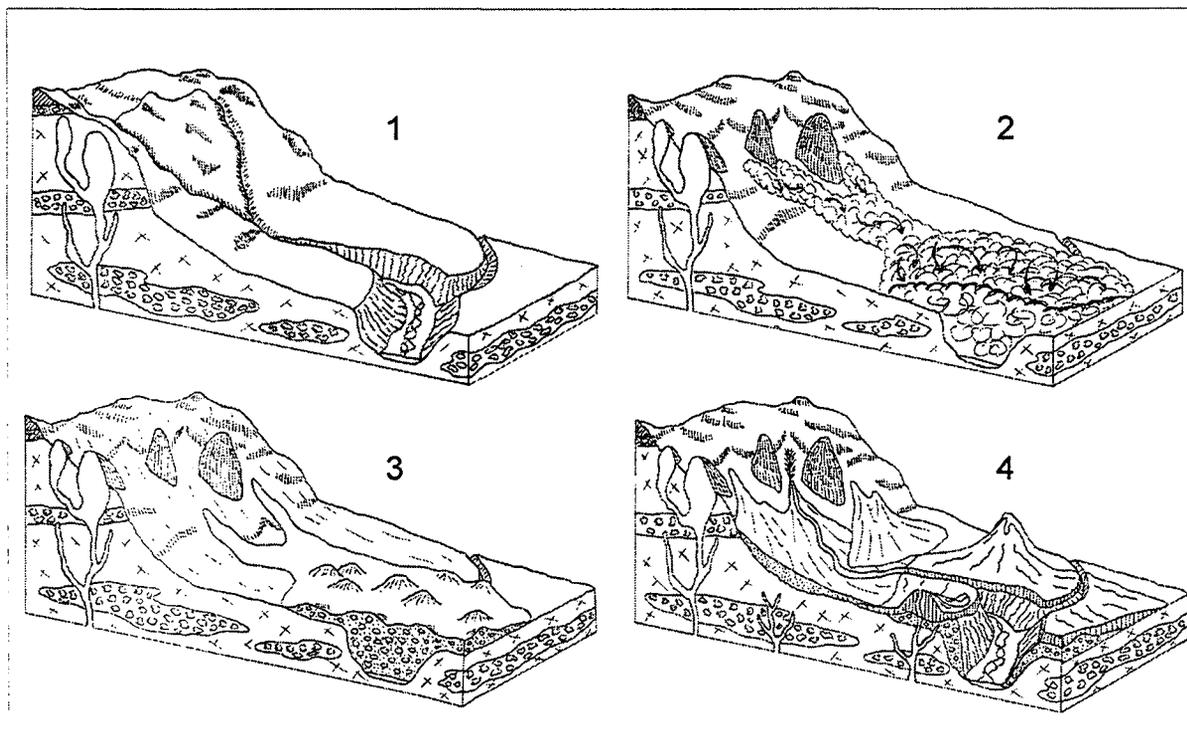


Figura 4. Evolución de la Cuenca de Tenteniguada. 1: Aspecto de la Cuenca de Tenteniguada previa al deslizamiento en donde la intrusión de domos fonolíticos produjo la inestabilidad de la ladera. 2: Colapso de la ladera a modo de *debris avalanche*. 3: Canalización del depósito llegando a sobrepasar los límites del barranco y formando una superficie tipo hummocky. 4: La actividad del Ciclo III afecta al depósito mediante la inyección de diques y el solape de lavas basaníticas.

d) La erosión del barranco incide sobre los materiales lávicos del Ciclo III y del *debris avalanche* alcanzando aproximadamente la cota actual. Debido a la falta de apoyo en la base y al peso de las lavas superpuestas, se producen deslizamientos rotacionales y pequeños *debris slides* hacia el barranco. Al mismo tiempo se producen la acumulación de los actuales depósitos aluviales en el fondo del barranco, siguiendo un modelo de *braided* de gravas. La acción de los arroyos tributarios del barranco da lugar a pequeños depósitos de abanico en la desembocadura hacia el barranco.

### Referencias bibliográficas

- HSÜ, K. J. (1975). Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. Geol. Soc. Am. Bull., 86: 129-140.
- NAKAMURA, Y. (1978). Geology and petrology of bandai and Nekoma volcanoes. Tohoku Univ. Sci. Rep., Ser. 3, 14: 67-119.
- GUILLOU, H.; PÉREZ TORRADO, F.J.; HANSEN MACHIN, A.R.; CARRACEDO, J.C. Y GIMENO, D. (enviado): Chronology of the Plio-Quaternary volcanic activity of Gran Canaria. Timing of the transition from the Roque Nublo Group to the Post-Roque Nublo Group based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy of Brunhes to

Gilbert Lava Sequences. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier.

HOLCOMB, R.T., Y SEARLE, R.C. (1991). Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, v. 10: 19-32.

SIEBERT, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22: 163-197.

## **GRANDES DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS DE CANARIAS**

**Miquel Canals Artigas**

GRC Geociències Marines

Universitat de Barcelona

miquel@natura.geo.ub.es

### **1) INTRODUCCIÓN**

La investigación de los deslizamientos submarinos en los flancos de islas oceánicas ha experimentado unos avances extraordinarios desde la publicación de los conocidos artículos de Lipman et al. (1988) y Moore et al. (1989) acerca de los enormes (“prodigious”) deslizamientos de la Dorsal de Hawai en la revista “Journal of Geophysical Research”. Tales avances han sido posibles gracias a la irrupción de nuevas tecnologías como la batimetría de multihaz, el sonar de barrido lateral arrastrado cerca del fondo, y la sísmica de reflexión de alta resolución. La gran cantidad de datos adquiridos en estos años ha demostrado la importancia de los deslizamientos submarinos gigantes en la evolución de las islas volcánicas. Éstos han sido identificados, además de en la dorsal hawaiana, en las Islas Marquesas (Barszczus et al., 1992; Wolfe et al., 1994), en los montes submarinos de Marcus-Wake y en las dorsales de Emperor y Michelson (Smoot y King, 1992) en el Océano Pacífico; en La Reunión (Lenat et al., 1989; Labazuy, 1996; Ollier et al., 1998) en el Océano Índico; y en Tristan da Cunha (Holcomb y Searle, 1991), el arco de las Pequeñas Antillas (Deplus et al., 2001) y, por supuesto, las Canarias en el Océano Atlántico. Se presume la existencia de deslizamientos gigantes también en los flancos de las Islas de Cabo Verde y en las extensiones submarinas de muchas otras islas volcánicas aún insuficientemente conocidas.

La bibliografía sobre los deslizamientos canarios es abundante, con predominio de artículos sobre las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro, donde la expresión morfológica de estos fenómenos es más evidente dadas las dimensiones que alcanzan y la relativamente reciente ocurrencia de los mismos (cf. Sección 2). Sin pretender ser exhaustivos, cabe citar los trabajos de Holcomb y Searle (1991), Watts y Masson (1995), Masson (1996), Teide Group (1997), Urgeles et al., (1997, 1999 y 2001) y Masson et al. (1998 y 2002). Otros trabajos se refieren a las islas orientales y al archipiélago en su conjunto (Funck y Schmincke, 1998; Canals et al., 2000; Krastel et al., 2001). En las islas orientales, la mayoría de deslizamientos tuvieron lugar durante las fases de escudo del Mioceno (cf. Sección 2), por lo que los depósitos resultantes están recubiertos por potentes paquetes de sedimentos, los cuales, a la vez que posdatan dichos eventos, dificultan su identificación.

## 2) LOS DESLIZAMIENTOS EN EL CONTEXTO VULCANOLÓGICO DEL ARCHIPIÉLAGO

La mayoría de islas del archipiélago se caracterizan por una dilatada historia volcánica con múltiples fases de actividad. Las principales fases volcánicas de las distintas islas han migrado, en rasgos generales, de este a oeste, desde Fuerteventura (20 Ma<sup>1</sup>) hasta Lanzarote y Gran Canaria (15 Ma), Tenerife y La Gomera (10 Ma), La Palma (2 Ma) y, finalmente, El Hierro (1,2 Ma). Así pues, las islas más antiguas se sitúan en el extremo oriental del archipiélago, mientras que las más jóvenes lo hacen en el extremo occidental (Fig. 1).

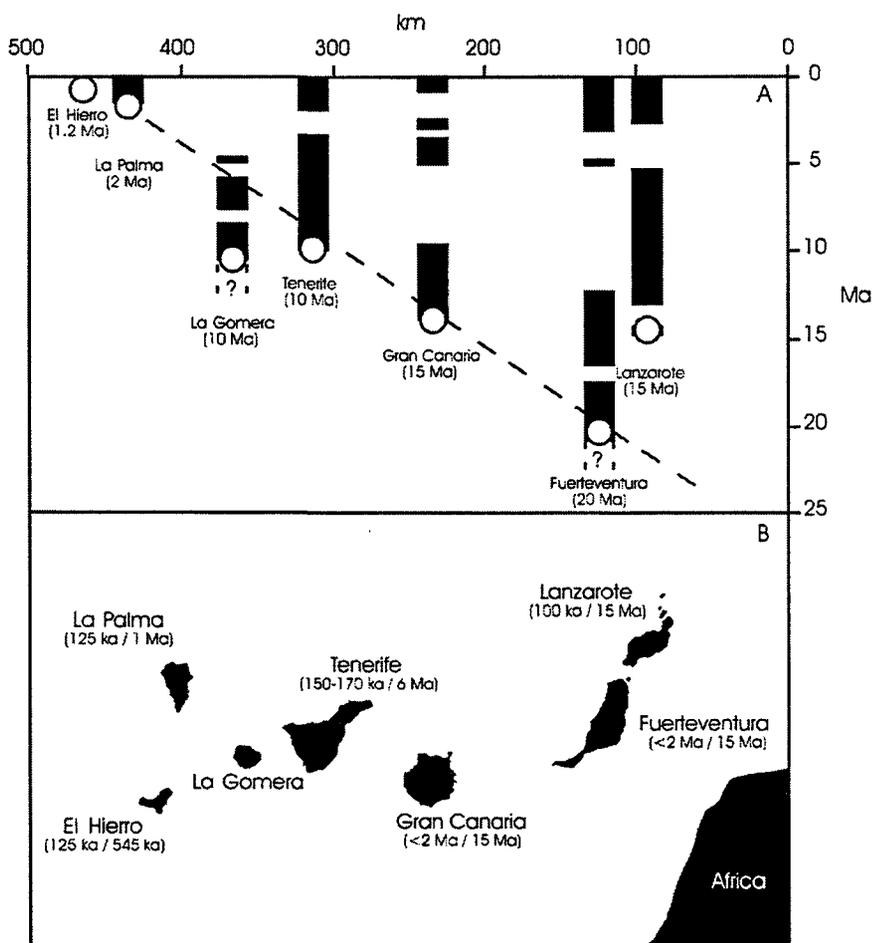


Fig. 1. A. Cronología de las principales fases volcánicas en las Islas Canarias, con las fases de escudo indicadas por círculos y edades entre paréntesis (modificado de Schmincke y Sumita, 1998). B. Rangos de edad de los deslizamientos gigantes que han afectado las distintas islas (de varias fuentes).

No obstante, todas las islas, excepto La Gomera, han sido volcánicamente activas durante los últimos 5.000 años, circunstancia que hace presuponer la ocurrencia de deslizamientos gigantes recientes en los flancos de casi todas las islas. Sin embargo, la mayoría de deslizamientos conocidos, los más recientes y también los más voluminosos se han producido en las relativamente más jóvenes islas occidentales de Tenerife, La Palma y El Hierro. La única

excepción destacable sería el llamado Deslizamiento de Lanzarote de Canals et al. (2000), rebautizado "East Canary Ridge landslide" por Krastel et al. (2001), al que se atribuye una edad inferior a los 100 ka<sup>2</sup>. El resto de deslizamientos de las islas orientales tienen edades comprendidas entre <2 y 15 Ma. En cambio, las edades de los deslizamientos de Tenerife oscilarían entre 150 - 170 ka y >2.3 Ma, con la excepción de los aludes rocosos (cf. Sección 3) de Teno y Anaga, que tendrían una edad próxima a los 6 Ma (Figs. 1 y 2). Los deslizamientos de La Palma tendrían edades comprendidas entre 125 ka y 1 Ma, mientras que los de El Hierro se situarían entre 13 ka y 545 ka (Figs. 1 y 2), según las últimas revisiones (Canals et al., 2000; Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002).

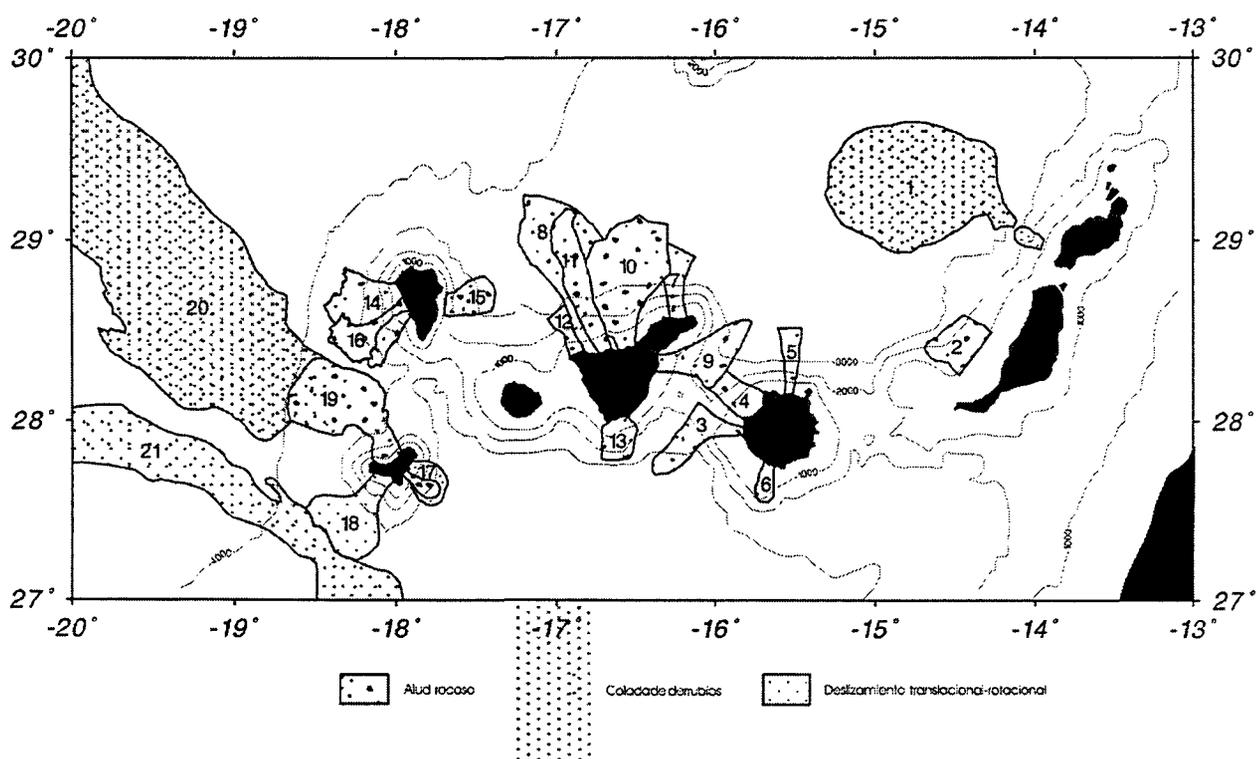


Fig. 2. Deslizamientos submarinos del archipiélago canario, (1) Deslizamiento rotacional-translacional y colada de derrubios de Lanzarote; (2) alud rocoso de Jandía; (3) deslizamiento rotacional-translacional y colada de derrubios de Horgazales; (4) alud rocoso del Noroeste; (5) alud rocoso del Norte; (6) alud rocoso de Roque Nublo; (7) alud rocoso de Anaga; (8) alud rocoso de Roques de García; (9) alud rocoso de Güimar; (10) alud rocoso de La Orotava; (11) alud rocoso de Icod; (12) alud rocoso de Teno; (13) alud rocoso de Las Bandas del Sur; (14) complejo de aludes rocosos de Playa de la Veta; (15), alud rocoso de Santa Cruz; (16) alud rocoso de Cumbre Nueva; (17) deslizamientos rotacionales-translacionales y alud rocoso de Las Playas; (18) deslizamiento rotacional-translacional de El Julán; (19) alud rocoso de El Golfo; (20) colada de derrubios de Canarias; (21) colada de derrubios del Sahara (de varias fuentes).

Así, la evolución de la inestabilidad de los flancos de las Islas Canarias seguiría, a grandes rasgos, el modelo hawaiano, con los deslizamientos más recientes localizados en las islas

más jóvenes y activas del extremo de la dorsal, en este caso La Palma y El Hierro. En la actualidad se conocen 20 grandes deslizamientos o complejos de deslizamientos originados en los flancos de las Islas Canarias (Fig. 2). La mayoría de ellos tienen un tramo superior subaéreo, con cicatrices ocasionalmente espectaculares y de gran desnivel, y un tramo submarino con elementos erosivos, de transporte y de acumulación. No obstante, algunos deslizamientos son puramente submarinos, como la Colada de Derrubios de Canarias (“Canary Debris Flow”, cf. Sección 3), originada en los flancos submarinos nor-occidentales de El Hierro, aguas afuera de El Golfo. A los deslizamientos de origen estrictamente canario, se les une la gran Colada de Derrubios del Sahara (“Saharan Debris Flow”, cf. Sección 3), la cual procedente del margen continental del noroeste de África se extiende al pie del flanco meridional de El Hierro (Fig. 2).

### 3.) TIPOS DE DESLIZAMIENTOS SUBMARINOS EN LAS ISLAS CANARIAS

La mayoría de deslizamientos canarios pertenecen al tipo denominado “alud rocoso” o “debris avalanche”, movimiento en masa rápido de una mezcla incoherente en la que abundan los fragmentos y bloques de roca. El mecanismo de transporte es la caída libre y el rodamiento y deslizamiento subordinados de rocas o clastos. En los aludes rocosos se diferencian tres tramos. La zona de cabecera, o tramo proximal, con predominio neto de la erosión, suele estar ocupada por un escarpe en forma de anfiteatro abierto hacia el océano, seguido ocasionalmente por una especie de corredor en rampa de grandes dimensiones. La identificación de tales anfiteatros en tierra ha guiado, de hecho, la búsqueda de las zonas de depósito en los flancos de las islas y al pie de los mismos. Este es el caso de los valles de cicatriz de La Orotava, Icod y Güimar en Tenerife, la Caldera de Taburiente y los suaves arcos de Cumbre Nueva y de Cumbre Vieja en La Palma, y El Golfo, Las Playas y El Julán en El Hierro.

Al tramo de cabecera le siguen un tramo deposicional intermedio y otro distal. En el intermedio pueden haber bloques de decenas de kilómetros de diámetro, más o menos próximos a la base del escarpe o a la salida del corredor de deslizamiento. En el tramo distal, los bloques tienen tamaños más reducidos, de hasta 1 kilómetro de diámetro. Los depósitos de deslizamiento suelen dar lugar a relieves positivos, sobreelevados respecto a los fondos adyacentes, y a una suavización del perfil longitudinal de los flancos insulares (Fig. 3). Dichos depósitos forman lóbulos arqueados salpicados de bloques, con un sector central donde se alcanzan las máximas potencias (hasta 2 km según Moore et al., 1989), las cuáles disminuyen progresivamente hacia los bordes del lóbulo y talud arriba. Los aludes rocosos son probablemente movimientos rápidos y, por tanto, con un potencial tsunamigénico elevado (cf. Sección 7).

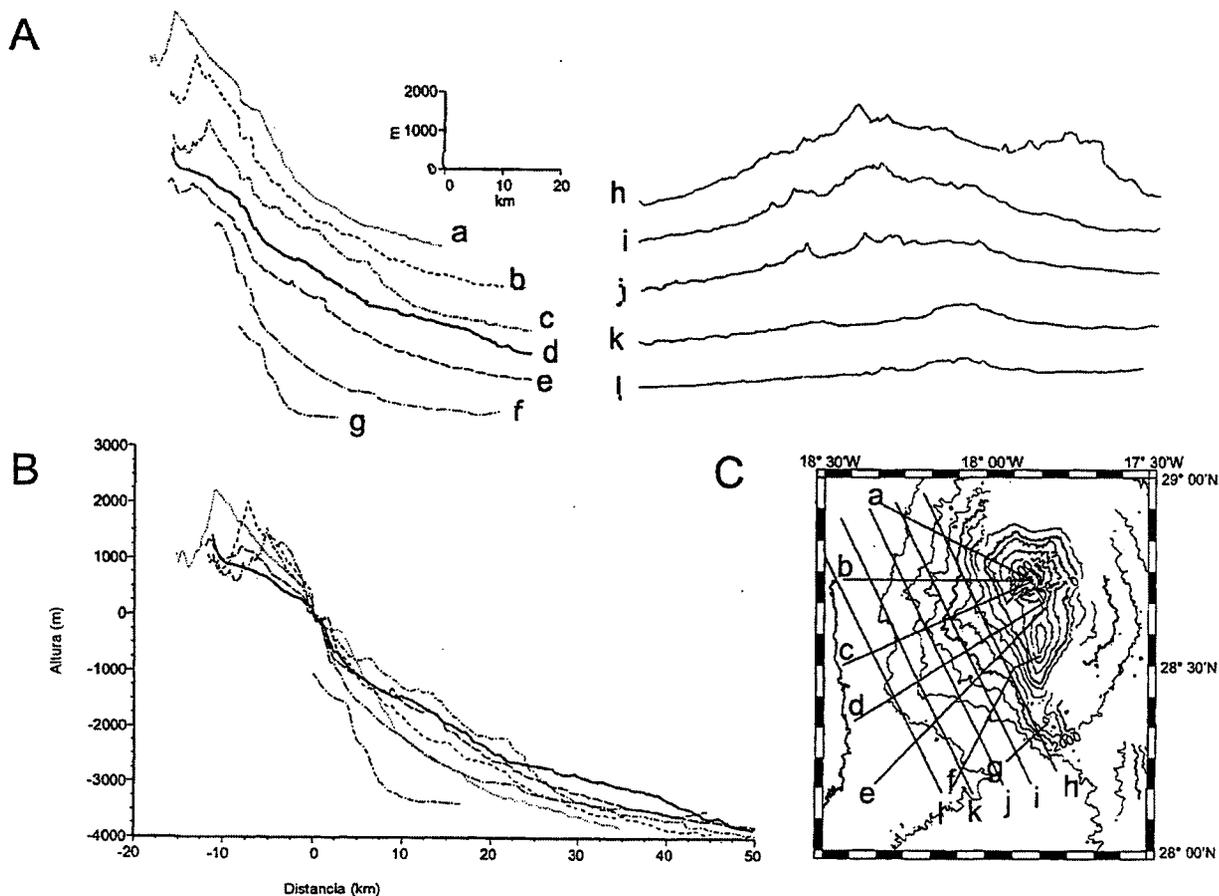


Fig. 3. A. Perfiles topográficos transversales (a-g) y longitudinales (h-l) del flanco occidental de La Palma. B. Superposición de los perfiles transversales ajustados a la línea de costa. C. Situación de los perfiles. Obsérvense las diferencias en el relieve y la pendiente entre los perfiles del sector central y los de los extremos septentrional y meridional. Los perfiles del sector central tienen una inclinación más regular (véase, por ejemplo, el perfil d), mientras que los de los extremos tienen un carácter más cóncavo con fuertes pendientes en los tramos proximales y pendientes más suaves en los distales. El perfil g refleja probablemente el carácter muy joven del relieve en el sector que corta (modificado de Urgeles et al., 1999).

En los flancos submarinos de las Canarias se han observado también otros tipos de deslizamientos, entre los que cabe citar deslizamientos translacionales (“glides”) y rotacionales (“slumps”) de bloques de grandes dimensiones, con una limitada deformación interna, y coladas de derrubios (“debris flows”). Los deslizamientos rotacionales y translacionales están asociados a planos de cizalla bien definidos y conllevan una escasa deformación interna del bloque afectado. Las coladas de derrubios están formadas por una matriz fangosa que engloba una proporción de más del 50% de elementos granulométricos de tamaño bloque, grava y arena. El movimiento se caracteriza por un flujo cohesivo y más o menos laminar de una mezcla sedimentaria relativamente densa con comportamiento plástico. Los movimientos de cizalla están repartidos por toda la masa de sedimento, y pueden dar lugar a geometrías de fluencia de gran complejidad. Las coladas de derrubios pueden producirse en lugares con

escasa pendiente, incluso menos de 1° (Canals et al., 2003). La velocidad de desplazamiento es muy variable, desde unos pocos metros por año hasta varias decenas de kilómetros por hora.

Los aludes rocosos y los deslizamientos rotacionales y translacionales remobilizan las rocas volcánicas e intrusivas de los flancos insulares, mientras que las coladas de derrubios afectan fundamentalmente al recubrimiento sedimentario no consolidado. Los términos más distales de los movimientos de masa se acumulan en las cuencas oceánicas profundas sobre las que se levantan las islas oceánicas, dando lugar a potentes depósitos de turbiditas.

#### **4) DESLIZAMIENTOS EN LAS ISLAS ORIENTALES**

##### **4.1) Lanzarote y Fuerteventura**

En los flancos occidentales de Lanzarote y Fuerteventura se han identificado los deslizamientos de Lanzarote y de Jandía (Fig. 2). El primero se sitúa aguas afuera del estrecho que separa ambas islas y tiene un carácter mixto, con bloques desplazados por traslación y rotación, y una colada de derrubios. Afecta una superficie de más de 2.400 km<sup>2</sup> entre 2.800 y 3.500 m de profundidad, para un volumen total de más de 55 km<sup>3</sup>. Al no estar recubierta por sedimentos la colada de derrubios, se atribuye al conjunto una edad inferior a los 100 ka. El alud rocoso de Jandía se sitúa unos 35 km al noroeste de la península homónima, y cubre un área de 25 x 10 km, con un volumen estimado de 25 km<sup>3</sup>. Su origen sería puramente submarino, y su edad inferior a 2 Ma. Ni en un caso ni en el otro se han podido identificar grandes escarpes en las áreas fuente (Krastel et al., 2001).

##### **4.2) Gran Canaria**

Los deslizamientos submarinos de Gran Canaria han sido estudiados principalmente por Funck y Schmincke (1998). Se considera que el flanco occidental de Gran Canaria fue el más favorable a los deslizamientos durante la fase constructiva, ya que era notablemente abrupto y, en consecuencia, más inestable que el flanco oriental. En consecuencia, los deslizamientos conocidos se sitúan en el citado flanco occidental, y también en los flancos norte y sur de la isla. Se trata de los aludes rocosos del Noroeste, Norte y Roque Nublo, y del deslizamiento rotacional-translacional y la colada de derrubios asociada de Horgazales. Todos ellos, excepto el de Roque Nublo, tendrían edades que les situarían en el primer periodo constructivo de la isla, entre 16 y 9 Ma. El de Roque Nublo correspondería a la tercera y última gran etapa constructiva de la isla, hace 3,5 Ma. Este deslizamiento tiene una morfología reconocible en tierra y en mar, y se produjo como consecuencia del colapso del estratocono plioceno de Roque Nublo. El volumen estimado es de 34 km<sup>3</sup>, de los cuáles 14 km<sup>3</sup> pertenecerían a la parte emergida, distribuidos en una superficie total de 330 km<sup>2</sup>, de los que 180 km<sup>2</sup> se situarían en tierra (Mehl y Schmincke, 1999).

## 5) DESLIZAMIENTOS EN LAS ISLAS OCCIDENTALES

### 5.1) Tenerife

Los primeros depósitos submarinos de aludes rocosos en Tenerife fueron identificados por Watts y Masson (1995) recubriendo gran parte del flanco septentrional de la isla. Los mismos autores se dieron cuenta de que tales depósitos eran el resultado de varios episodios de formación de aludes y reconocieron al menos cinco eventos y sus correspondientes depósitos: Icod, La Orotava, Roques de García, Anaga y Teno (Watts y Masson, 1998) (Fig. 4). El volumen conjunto de todos estos depósitos sería de unos 1.000 km<sup>3</sup>. A éstos se les añadieron posteriormente los depósitos de aludes rocosos de Güimar y Las Bandas del Sur (Teide Group, 1997; Krastel et al., 2001).

El alud rocoso de Icod es el más joven del flanco norte de Tenerife, con una edad estimada de 170 ka (Cantagrel et al., 1999). Afecta un área de 20 x 105 km, y tiene un espesor mínimo de 45 m. El depósito parece enlazar con el Valle de Icod, el cual a su vez parece extenderse hasta la caldera de las Cañadas del Teide, si bien la transición está enmascarada por los acúmulos del volcán de Pico Viejo. El origen de Las Cañadas sigue siendo objeto de discusión, aunque la hipótesis de una compleja sucesión de grandes deslizamientos laterales parece estar imponiéndose. Véase, en todo caso, la argumentación expuesta por Masson et al. (2002), donde también se recogen otros puntos de vista.

El alud rocoso de La Orotova, que es uno de los mayores de Canarias (2100 km<sup>2</sup> y 500 km<sup>3</sup>), tendría una antigüedad de 540-690 ka (Cantagrel et al., 1999). La superficie del depósito está formada por crestas y surcos longitudinales con un desnivel de 300 a 400 m entre cresta y seno, y una longitud de onda de 5 a 8 km. Estas morfologías representarían acumulaciones de derrubios separadas por canales que serían las principales vías de transporte de material (Watts y Masson, 1995). El alud rocoso de La Orotova puede seguirse hasta el Valle de La Orotova, que en realidad es el valle de cicatriz de deslizamiento más evidente en toda la isla. Se piensa que el valle y el alud rocoso de La Orotova son el producto del colapso lateral del volcán de Las Cañadas anterior a la formación del complejo de Pico Viejo.

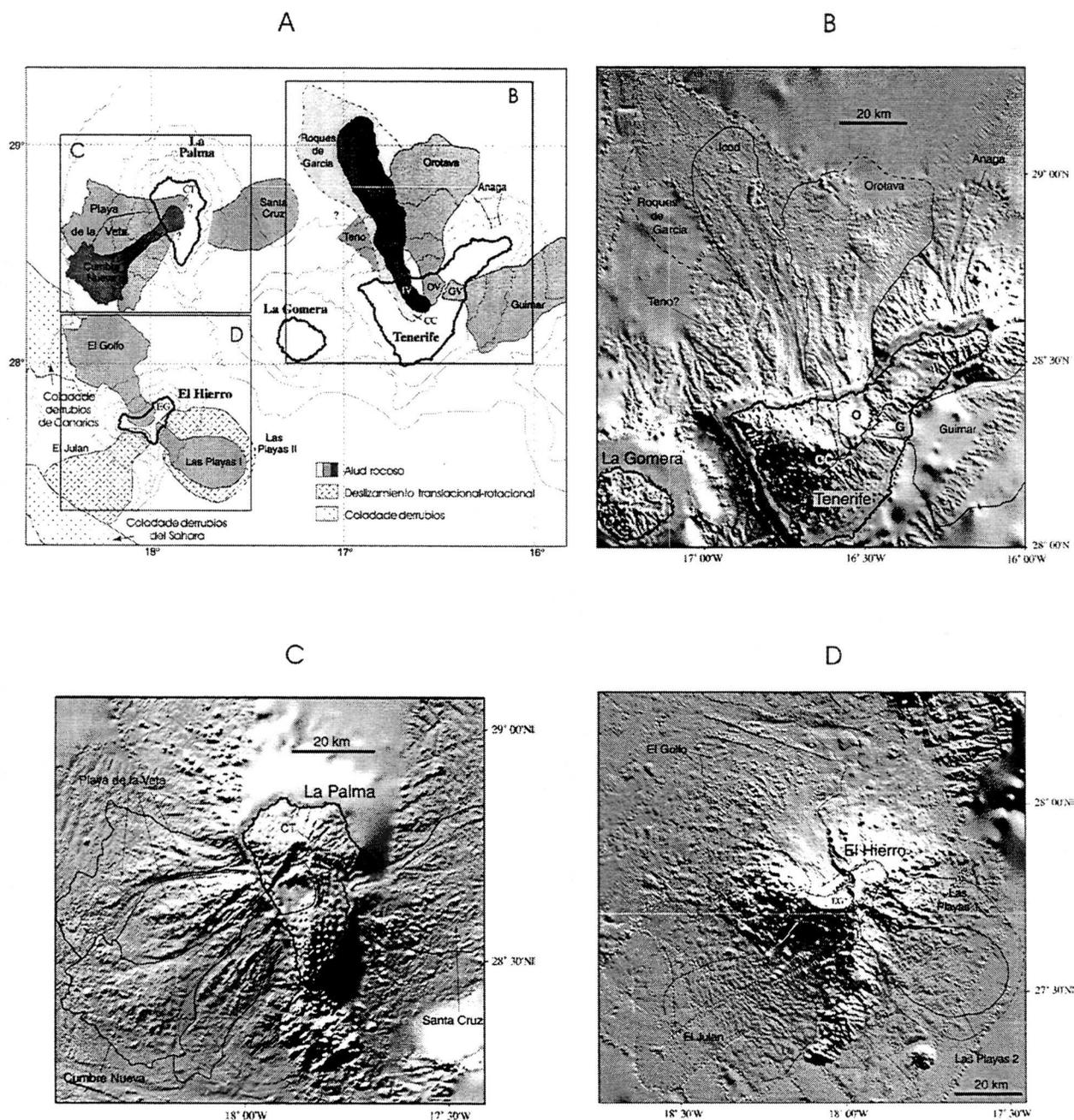


Fig. 4. A. Mapa de situación de los deslizamientos submarinos identificados en las islas occidentales. Los tonos de gris distinguen los depósitos de distintos aludes rocosos en una misma área. EG: El Golfo, IV: Valle de Icod, OV: Valle de La Orotava, GV: Valle de Güimar, CC: Cañadas del Teide, CT: Caldera de Taburiente. B: Imagen cenital en relieve sombreado de Tenerife. Iluminación desde 45°. CC: caldera de Las Cañadas, I: Valle de Icod, O: Valle de La Orotava, G: Valle de Güimar. C: Imagen cenital en relieve sombreado de La Palma. Iluminación desde 340°. CT: Caldera de Taburiente. D: Imagen cenital en relieve sombreado de El Hierro. Iluminación desde 45°. EG: El Golfo. Las zonas afectadas por deslizamientos están delimitadas en todas las figuras. Nótese el fuerte contraste topográfico y textural entre las zonas con deslizamientos y las de construcción volcánica. Véase situación de B, C y D en la imagen A de esta misma figura (modificado de Masson et al., 2002).

Los depósitos del alud rocoso de Roques de García se sitúan por debajo de los depósitos del alud rocoso de Icod, aunque su edad no está bien constreñida (entre >600 ka y >1 Ma). Cubren un área estimada en 4.500 km<sup>2</sup>, con un volumen de 500 km<sup>3</sup> (Masson et al., 2002). Los aludes

rocosos de Anaga y Teno serían los más antiguos identificados en los flancos de Tenerife, con una edad estimada en unos 6 Ma. Están asociados a topografías particularmente complejas, lo que dificulta la definición precisa de sus límites. El alud rocoso de Anaga se extendería desde unos 3.000 m profundidad hasta el borde de la plataforma insular, donde se halla la expresión topográfica de su cicatriz de cabecera. Los depósitos del alud rocoso de Anaga están recubiertos por hasta 100 m de sedimentos posteriores al deslizamiento. Según Cantagrel et al. (1999), la generación de deslizamientos en las áreas de Teno y, quizás, Anaga, podría haberse iniciado entre 5 y 6 Ma atrás.

El alud rocoso de Güimar se ha relacionado con el Valle de Güimar, formado por un colapso o deslizamiento lateral según Ancochea et al. (1990). Se han identificado bloques resultantes de este alud hasta 70 km de distancia del Valle de Güimar, aunque los bloques más grandes, de más de 2 km de diámetro y 300 m de altura, se hallan mayoritariamente a menos de 10 km de la costa. Los depósitos cubren un área de aproximadamente 1600 km<sup>2</sup>, y se estima que su espesor en la parte central sería de unos 100 m, lo que resultaría en un volumen total mínimo de unos 120 km<sup>3</sup> (Krastel et al., 2001). Como en otros casos, habrían contribuido al volumen total no sólo los materiales evacuados del Valle de Güimar, de mucho menor volumen, si no también materiales procedentes de los taludes submarinos próximos. No debe descartarse la posibilidad de que haya habido más de un episodio de deslizamiento. Las lavas de relleno del Valle de Güimar dan para este deslizamiento una edad de entre 0,78 y 0,83 Ma (Ancochea et al., 1990; Cantagrel et al., 1999). El alud rocoso de Las Bandas del Sur correspondería a un área con una reflectividad acústica propia de este tipo de depósitos, identificada por Krastel et al. (2001). Los depósitos recubrirían un área de unos 500 km<sup>2</sup>, con un volumen de menos de 25 km<sup>3</sup>. La edad de este evento sería inferior a 2 Ma.

## 5.2) La Palma

En el flanco occidental de La Palma se ha identificado un complejo de depósitos de aludes rocosos, formado por cuatro lóbulos diferenciados que ocupan una superficie total de 2.000 km<sup>2</sup> (Fig. 4). El más reciente es el alud rocoso de Cumbre Nueva, con 780 km<sup>2</sup> y 95 km<sup>3</sup> (Urgeles et al., 1999). El lóbulo deposicional da lugar a una intumescencia claramente visible entre 2.500 y 4.000 m de profundidad. La cicatriz de cabecera, bastante degradada por la erosión fluvial subsiguiente (Carracedo et al., 1999), se extiende hasta la Caldera de Taburiente y la dorsal de Cumbre Nueva. Se trata del alud rocoso más reciente del flanco occidental de La Palma, con una edad estimada entre 125 y 536 ka.

Los depósitos de alud rocoso de Playa de la Veta son el resultado de un conjunto de eventos que tuvieron lugar antes que el de Cumbre Nueva. El volumen total de los depósitos del complejo de Playa de la Veta se ha estimado en 650 km<sup>3</sup>, distribuidos en una superficie de 2.000 km<sup>2</sup> (Urgeles et al., 1999). Se diferencian claramente tres lóbulos entre 1.000 y 3.000-4.000 m de profundidad, según los casos. En las áreas deprimidas situadas entre estos lóbulos se han desarrollado canales encajados que posdatan el emplazamiento de los aludes rocosos.

Es probable que cada lóbulo represente un evento distinto. También al oeste de La Palma se habría producido al menos un alud rocoso, llamado de Santa Cruz por la posición presumida de la cabecera del deslizamiento (Masson et al., 2002). Los depósitos cubrirían unos 1.000 km<sup>2</sup> del fondo marino.

### 5.3) El Hierro

La isla de El Hierro podría ser calificada como la “isla de los deslizamientos”, no porque en la misma se hayan producido en número superior al de otras islas, si no porque están distribuidos simétricamente respecto a las tres dorsales volcánicas de la isla, porque las cicatrices de cabecera, especialmente la de El Golfo, son particularmente patentes en el paisaje insular, porque la superficie afectada por los deslizamientos y sus depósitos es proporcionalmente muy grande en comparación con la superficie de la isla, y por la variedad de tipos de deslizamientos que en ella se han producido.

El alud rocoso de El Golfo es el más reciente (13-17 ka) y mejor definido de todos los conocidos en el archipiélago (Fig. 4). La cicatriz de cabecera, con desniveles superiores a los 1.000 m, corresponde al entrante de El Golfo, al noroeste de El Hierro. Mar adentro, el entrante de El Golfo pasa a un amplio corredor de aludes en rampa limitado por escarpes laterales de hasta 600 m de altura. Dichos escarpes laterales van disminuyendo en altura talud abajo hasta desaparecer entre 3.000 y 3.200 m de profundidad. La dimensión vertical del tramo proximal (cf. Sección 3) del alud de El Golfo sería, por tanto, de unos 4.700 m, contados desde el pico de Malpaso, a 1.500 m de altura, hasta el pie del corredor citado. En las imágenes de sonar de barrido lateral de los tramos deposicionales se han identificado bloques angulares de hasta 1,2 km de diámetro y 300 m de altura. El área afectada por el alud de El Golfo cubre 1.500 km<sup>2</sup>, con un volumen de material removilizado de 150 a 180 km<sup>3</sup> (Urgeles et al., 1997). Según Masson et al. (1998), la sobrecarga producida por el alud de El Golfo en la parte inferior del flanco submarino de El Hierro habría desencadenado la colada de derrubios de Canarias que, con un espesor medio de 10 m, cubre 40.000 km<sup>2</sup> en un área con una pendiente de menos de 1°. Dicha colada se correlacionaría lateralmente con depósitos turbidíticos muestreados en la llanura abisal de Madeira, cosa que implicaría un recorrido total acumulado de más de 600 km desde la cicatriz del entrante de El Golfo. Esta cifra muestra la extraordinaria movilidad de las coladas de derrubios, que contrasta con los mucho más cortos recorridos de los aludes rocosos (130 km como máximo en las Canarias occidentales, correspondientes al alud rocoso de Roques de García).

En Las Playas, al sureste de El Hierro, se habría producido primero (entre 176 y 545 ka) un deslizamiento rotacional-translacional, seguido de un alud rocoso cuya edad se ha estimado entre 145 y 176 ka (Masson et al., 2002). El primer evento habría afectado a unos 1.700 km<sup>2</sup> mientras que el segundo se habría limitado a unos 950 km<sup>2</sup>. El volumen del alud sería de menos de 50 km<sup>3</sup>, mientras que el del deslizamiento inicial no ha podido ser determinado aún. La cicatriz del alud de Las Playas se extendería desde el pequeño entrante (< 10 km de ancho)

del mismo nombre en tierra hasta unos 2.500 m de profundidad. El perfil superficial de los depósitos es bastante plano, en contraste con lo observado, por ejemplo, al oeste de La Palma. El llamado inicialmente "alud rocoso de El Julán", al suroeste de El Hierro, parece en realidad un alud rocoso abortado, en el que la mayor parte del volumen de material afectado no ha sufrido la desagregación característica de los aludes rocosos. La hipótesis de un desplazamiento limitado de carácter rotacional-translacional en la zona de cabecera habría facilitado el enterramiento completo de dicha cabecera, aún incipientemente desarrollada, por materiales volcánicos más jóvenes. La inestabilidad de El Julán afecta a una superficie de 1.800 km<sup>2</sup>, con un volumen estimado de material removilizado de 130 km<sup>3</sup>. El evento habría ocurrido hace más de 160 ka (Masson et al., 2002).

## **6. INTEGRACIÓN DE DATOS MARINOS Y TERRESTRES: IMPORTANCIA PARA LA COMPRENSIÓN DE LA MORFOGÉNESIS DEL PAISAJE INSULAR**

Por su abundancia y dimensiones, los deslizamientos de los flancos insulares canarios constituyen un proceso de suma importancia en la evolución geológica de las islas y en la conformación de su paisaje. El reconocimiento de extensos depósitos resultantes de la desestabilización de los flancos insulares en el lecho marino ha reforzado la interpretación como cicatrices de deslizamiento de numerosos entrantes costeros, valles y cabeceras de valle, todos ellos elementos característicos del paisaje insular. La hipótesis de la reactivación de la actividad volcánica a causa de las reducciones rápidas de carga que provocan los deslizamientos en las zonas de cicatriz parece probada, al menos en algunos casos. Sería este un efecto secundario de los deslizamientos, también importante en la conformación del relieve insular. Por otra parte, la acumulación de lavas posteriores a los deslizamientos en las zonas de cicatriz ha enmascarado, en varios lugares, los relieves originales resultantes de los deslizamientos. La erosión subaérea también ha contribuido, en unos lugares más que en otros, a degradar las morfologías originales debidas a los deslizamientos.

El estudio de las zonas de cicatriz en tierra ha proporcionado valiosísimas informaciones que han permitido corroborar las interpretaciones basadas en el estudio del lecho marino y, muy especialmente, constreñir las edades de los distintos eventos, aspecto que por las dificultades y las incertidumbres del muestro submarino, reforzadas por la naturaleza de los materiales objeto de estudio y de los procesos involucrados, habría quedado, de otro modo, excesivamente abierto. En otras palabras, las morfologías y los depósitos resultantes de los deslizamientos quedan, en general, mejor preservadas en el lecho marino, mientras que las edades de los mismos pueden ser estudiadas con ventaja en tierra. El examen detallado de los relieves emergidos ha constituido un importantísimo criterio de búsqueda para localizar los depósitos submarinos (cf. Sección 3). La construcción de Modelos Digitales del Terreno con incorporación de datos de tierra y mar ha supuesto, por último, un avance sustancial en el análisis integrado de las morfologías resultantes de los deslizamientos y en una mejor comprensión de las mismas.

## 7. LOS DESLIZAMIENTOS CANARIOS COMO RIESGO GEOLÓGICO

Los principales riesgos geológicos susceptibles de afectar a las Islas Canarias son la actividad volcánica, la sismicidad, los deslizamientos y los tsunamis. Como ya se ha indicado antes, todas las islas excepto La Gomera han tenido actividad volcánica en tiempo históricos (Carracedo et al., 1998). Los riesgos asociados a dicha actividad estarían, en la actualidad, relacionados con posibles afectaciones a áreas habitadas. Al respecto, merecen atención especial las violentas descargas laterales (“blasts”) provocadas por la explosión de sistemas hidrotermales o magmáticos. El depósito de una explosión gigante relacionada con el colapso del volcán de Las Cañadas hace unos 180 ka cubriría la mayor parte del centro y el oeste de Tenerife (Schmincke et al., 1999).

El riesgo que representan los deslizamientos gigantes es ciertamente difícil de evaluar. Las edades de los deslizamientos ocurridos en los últimos 1,5 a 2 Ma dan una frecuencia de un evento de grandes proporciones cada 125 a 170 ka durante el Pleistoceno, según Krastel et al. (2001), y de 100 ka para el conjunto del archipiélago y 300 ka para cada isla individualmente considerada, según Masson et al. (2002). En las islas de La Palma y El Hierro, sin embargo, se han producido cuatro deslizamientos gigantes en los últimos 200 ka, lo que resulta en una frecuencia de 50 ka. Obviamente, un deslizamiento de las características del observado en El Golfo, que desestabilizó aproximadamente el 25% del volumen subaéreo de El Hierro, tendría un impacto brutal sobre la isla afectada. No debería caerse, no obstante, en el error de pensar que los eventos de desestabilización cuyos depósitos se han reconocido en el fondo marino constituyen la totalidad de eventos que han afectado a las islas. El número total de eventos es seguramente mucho mayor, como indican numerosas observaciones efectuadas en el campo y en las galerías de agua que atraviesan los macizos volcánicos, sin que se conozcan ni sus efectos ni los depósitos resultantes.

Las investigaciones efectuadas hasta la fecha demuestran que los deslizamientos gigantes ocurren de manera casi exclusiva durante las fases constructivas principales de las islas, cuando las tasas de producción volcánica alcanzan sus valores máximos. Por tanto, las islas que podrían ser afectadas por deslizamientos gigantes en un futuro próximo son El Hierro, La Palma y Tenerife. Sin embargo, especulaciones acerca de un futuro colapso en el flanco occidental de La Palma, cuya inclinación supera los 15°, basadas en el rápido crecimiento reciente del sistema volcánico de Cumbre Vieja (Carracedo et al., 1999) y en la observación de grietas y fallas en el campo formadas a raíz de la erupción de 1949 (Bonelli Rubio, 1950; Carracedo, 1996; Day et al., 1997), chocan con el hecho de que no se dispone ahora mismo de ningún procedimiento fiable para predecir cuando se producirán futuros deslizamientos, y ni siquiera que permita asegurar que dichos deslizamientos se producirán realmente.

Una segunda área sobre la que se ha especulado como posible fuente de un gran deslizamiento futuro es el sistema de fallas de San Andrés en El Hierro, el cual es considerado inactivo por unos (Day et al., 1997) y activo por otros (Carracedo, 1996). Este último autor interpreta la concentración de focos eruptivos recientes en las dorsales noreste y sur de El

Hierro como un indicio de que esta parte de la isla es la más activa, lo que podría presuponer la ocurrencia de un deslizamiento lateral. Los indicios de tal actividad reciente también han sido identificados en los fondos marinos al este de El Hierro y en la prolongación submarina de la dorsal sur (Krastel et al., 2001). También parecen existir indicios, que no datos publicados, sobre una potencial inestabilidad de los flancos de El Julán.

La ocurrencia de un deslizamiento gigante podría provocar un tsunami de grandes proporciones, el cual tendría un enorme impacto sobre las propias islas y sobre regiones costeras más o menos próximas. Los tsunamis son más frecuentes de lo que a menudo se piensa. Por ejemplo, en los últimos meses, en el Mediterráneo Occidental se ha producido uno en Diciembre de 2002 en la isla de Stromboli, y otro en Mayo de 2003 en Argelia, que provocó graves daños en los puertos baleáricos. La identificación de los depósitos dejados por las olas gigantes, o tsunamis, constituye una prueba de su ocurrencia en el pasado. No obstante, no hay evidencias publicadas de depósitos de tsunamis en las costas canarias, lo cual no significa que no hayan existido o que no existan. El carácter abrupto y rocoso de las costas insulares no favorece ciertamente la preservación de tales depósitos. Sí se conocen, sin embargo, en Hawai y en el Atlántico Norte, desde Escocia hasta Noruega, en este último caso como consecuencia del deslizamiento gigante de Storegga que afectó a series sedimentarias marinas y glaciomarcas. La simulación de tsunamis en Canarias a partir de los conocimientos actuales sobre las dimensiones y demás características de los deslizamientos conocidos constituye, ciertamente, un ejercicio "de riesgo" dadas las incertidumbres aún existentes sobre, por ejemplo, el mecanismo de ruptura inicial (colapso único o múltiple y retrogresivo) o la velocidad del deslizamiento en su fase inicial, cuando los materiales de la cabecera emergida penetran en el océano.

1, Ma: Millones de años

2, ka: miles de años

### Referencias bibliográficas

- Ancochea, E., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Coello, J., Hernán, F., Cantagrel, J.M. y Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data; *J. Volc. Geoth. Res.*, 44: 231-249.
- Barszczus, H.G., Filmer, P.E. y Desoigne, D., 1992. Cataclysmic collapses and mass wasting processes in the Marquesas (abstract); *EOS Trans. AGU*, 73 (14), 313 Spring Meet. Suppl.
- Bonelli Rubio, J.M., 1950. Contribución al estudio de la erupción del Nambroque o San Julán (Isla de La Palma); *Inst. Geogr. Catastr.*, Madrid.
- Canals, M., Urgeles, R., Masson, D.G. y Casamor, J.L., 2000. Los deslizamientos submarinos de las Islas Canarias; *Makaronesia, Bol. Asoc. Amigos Museo C. Nat. Tenerife*, 2: 57-69.

- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. y Bryn, P., 2003. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: An overview; *Mar. Geol.* (en revisión).
- Cantagrel, J.M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fuster, J.M. y Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands); *Geology*, 27: 739-742.
- Carracedo, J.C., 1996. A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands; In W.J. McGuire, A.P. Jones y J. Neuberg (eds.): *Volcano instability on the Earth and other planets*, Geol. Soc. Sp. Publ., Geol. Soc. London, Londres, p. 125-135.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Rodríguez Badiola, E., Canas, J.A. y Pérez Torrado, F.J., 1998. Hotspot volcanism close to a passive margin: the Canary Islands; *Geol. Mag.*, 135: 591-604.
- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H. y Gravestock, P., 1999. Later stage of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente; *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 111: 755-768.
- Day, S.J., Carracedo, J.C. y Guillou, H., 1997. Age and geometry of an aborted rift collapse: the San Andreas fault system, El Hierro, Canary Islands; *Geol. Mag.*, 134: 523-537.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J. y Cheminée, J.L., 2001. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc; *Earth Planet. Sc. Lett.*, 192: 145-157.
- Funck, T. y Schminke, H.U., 1998. Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetry data; *J. Geoph. Res.*, 103 (B7): 15393-15407.
- Holcomb, R.T. y Searle, R.C., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes; *Mar. Geotech.*, 10: 19-32.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P. y Alibés, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands; *J. Geoph. Res.*, 106 (B3): 3977-3997.
- Labazuy, P., 1996. Recurrent landslide events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island); In W.J. McGuire, A.P. Jones y J. Neuberg (eds.): *Volcano instability on the Earth and other planets*, Geol. Soc. Sp. Publ., Geol. Soc. London, Londres, p. 295-306.
- Lenat, J.F., Vincent, P. y Bachelery, P., 1989. The offshore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Réunion Island, Indian Ocean); *J. Volc. Geoth. Res.*, 36: 1-36.
- Lipman, P.W., Normark, W.R., Moore, J.G., Wilson, J.B. y Gutmacher, C.E., 1988. The giant Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii; *J. Geoph. Res.*, 93: 4279-4299.
- Masson, D.G., 1996. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago; *Geology*, 24: 231-234.

- Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R. y Hühnerbach, V., 1998. The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms; *Sedimentology*, 45: 411-432.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. y Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands; *Earth-Sc. Rev.*, 57: 1-35.
- Mehl, K.W. y Schmincke, H.U. 1999. Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain; *J. Volc. Geoth. Res.*, 94: 105-134.
- Moore, J.G., Clargue, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. y Torressan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge; *J. Geoph. Res.*, 94: 14465-14484.
- Ollier, G., Cochonat, P., Lenat, J.F. y Labazuy, P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean; *Sedimentology*, 45: 293-330.
- Schmincke, H.U., Navarro, J.M. y Sumita, M., 1999. A giant blast associated with flank collapse of the Cañadas volcano (Tenerife, Canary Islands); *J. Conf. Abstr.*, p. 753.
- Smoot, N.C. y King, R.C., 1992. Three-dimensional secondary surface geomorphology of submarine landslides on northwest Pacific plate guyots; *Geomorphology*, 6: 151-174.
- Teide Group, 1997. Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands; *J. Geoph. Res.*, 102: 20325-20342.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D.G., 1997. The last major megalandslides in the Canary Islands: The El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, west Hierro Island; *J. Geoph. Res.*, 102: 20.305-20.323.
- Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B. y Le Bas, T., 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands; *J. Geoph. Res.*, 104: 25331-25348.
- Urgeles, R., Canals, M. y Masson, D.G., 2001. Flank stability and processes off the western Canary Islands: A review from El Hierro and La Palma; *Sc. Mar.*, 65 (1): 21-31
- Watts, A.B. y Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands; *J. Geoph. Res.*, 100 (B2): 24487-24498.
- Watts, A.B. y Masson, D.G., 1998. Reply to comment on "A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands, by J. Marti; *J. Geoph. Res.*, 103: 9949-9952.
- Wolfe, C.J., McNutt, M.K. y Detrick, R.S., 1994. The Marquesas archipelagic apron: Seismic stratigraphy and implications for volcano growth, mass wasting, and crustal underplating; *J. sGeoph. Res.*, 99: 13591-13608.

## DINÁMICA DE PLAYAS Y DUNAS EN CANARIAS

**Ignacio Alonso Bilbao**

Dpto. Física-Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria ialonso@dfis.ulpgc.es

### 1) INTRODUCCIÓN: LA IMPORTANCIA DE LAS ESCALAS

Los estudios de dinámica litoral tradicionalmente se han abordado desde diversas perspectivas o enfoques, cada una con una metodología propia, dependiendo fundamentalmente de la escala espacio-temporal de cada caso concreto (Alonso *et al*, 2000).

Diversos han sido los trabajos que se han ocupado de estos aspectos, y grande es la controversia existente sobre la definición de las escalas de espacio y tiempo (List, 1993). Así, autores como Terwindt y Wijnberg (1991) y van Rijn (1998), haciendo referencia a cambios en la línea de costa coinciden en diferenciar entre escalas pequeña, media y grande. Si bien los primeros enfatizaron que los límites entre ellas eran bastante arbitrarios, van Rijn (1998) atribuye los cambios a pequeña escala cuando son de 0-1 km y 0-1 año; meso-escala entre 1-10 km y 1-10 años y gran escala para cambios de 10-100 km y 10-100 años. Orford y Carter (1995) presentan una escala temporal (basada en Terwindt y Kroon, 1993) diferente y que se representa en la Figura 1.

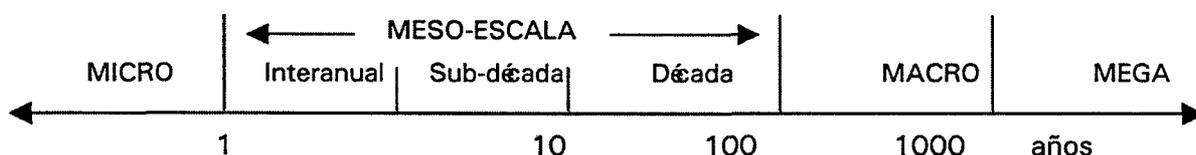


Fig. 1. Escala de tiempo en años para procesos costeros (modificado de Orford y Carter, 1995).

Larson y Kraus (1995) desarrollaron una clasificación entre micro, meso, macro y mega escalas, donde cada una de ellas hace referencia a una serie de fenómenos y de efectos que afecten al movimiento de las partículas. La Figura 2 presenta esas escalas y las relaciones entre ellas, de modo que la zona sombreada denota lo que Larson y Kraus (1995) consideran escalas espacio-temporal compatibles, y en las cuales tienen lugar la mayoría de los procesos de dinámica costera. Por último, Ruessink (1998) presenta una clasificación similar a la anterior, pero donde incluye tanto los cambios

morfológicos como los movimientos del fluido característicos de cada una de estas escalas espacio-temporales.

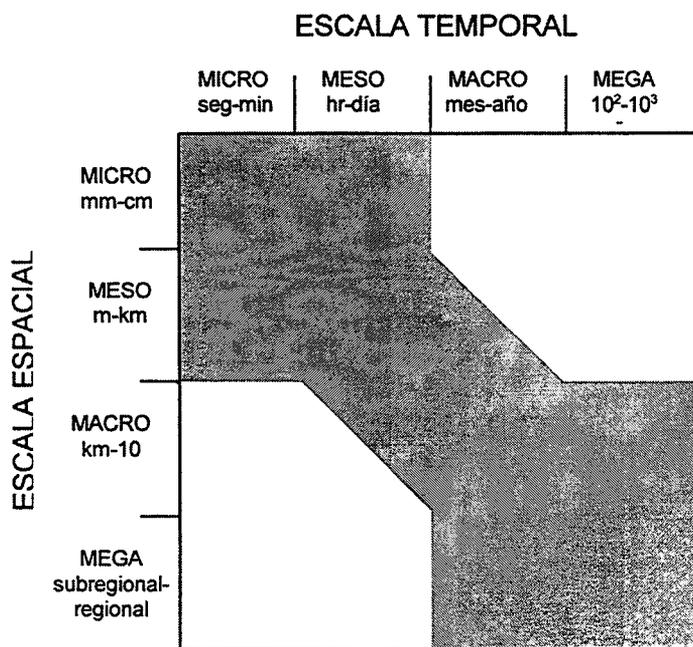


Fig. 2. Compatibilidad de escalas espacial y temporal para transporte de sedimentos costeros (modificado de Larson y Kraus, 1995)

Si bien la compatibilidad de escalas espacio-temporales planteada por Larson y Kraus (1995) parece válida para la mayoría de los estudios sobre transporte de sedimentos en medios costeros, no deja de ser cierto que prácticamente cualquier ambiente costero es susceptible de que se realicen en él estudios que cubran gran diversidad de escalas temporales. Esta idea ha sido reiteradamente aplicada a los cambios experimentados en el perfil de playa, donde autores como Short (1979), Katoh y Yanaguishima (1988) y Wolf (1997) han descrito importantes cambios morfológicos en el perfil en relación con el oleaje incidente, lo que indica períodos de respuesta de pocos días, mientras que otros autores han estudiado la evolución de un determinado perfil durante décadas (Kops, 1993; Wijnberg y Terwindt, 1995). En este sentido, es importante destacar que en estudios a largo plazo de evolución de línea de costa, el efecto puntual de determinadas tormentas representan picos fuera del promedio temporal (Fenster *et al.*, 2001).

En el estudio de los distintos procesos de transporte de sedimentos en medios litorales se utilizará una u otra metodología en función no sólo del tipo de escala espacio-temporal del fenómeno a considerar, sino también de las características específicas del tipo de estudio y de la zona en la que éste se realiza. Concretamente en estudios de dinámica de playas y dunas la escala espacial está normalmente condicionada por las

dimensiones propias de la zona de estudio, si bien la escala temporal varía en función del tipo de agente a considerar. Así, en situaciones muy concretas como pueden ser las provocadas por determinados temporales, se pueden ocasionar en lapso de pocas horas-días trasvases de materiales mayores que los que tienen lugar a lo largo de varios meses de calma ininterrumpida.

Varios son los ejemplos de sistemas litorales –tanto de playas como de sistemas eólicos– de Canarias que sirven para ilustrar lo expuesto anteriormente. En este sentido, es importante diferenciar un tipo de sistema de otro, pues así como en las playas la dinámica sedimentaria tiene lugar como consecuencia del oleaje y/o las corrientes (incluyendo tanto aquellas generadas por el viento, la marea y el propio oleaje), en el caso de los sistemas eólicos el transporte de sedimentos es fruto exclusivamente del viento.

## **2) EJEMPLOS DE CANARIAS: PLAYAS**

### **2.1) Cambios en la escala de años. La playa de Las Canteras (Gran Canaria)**

La playa de Las Canteras es una playa arenosa próxima a los tres kilómetros de longitud situada en la parte más interna de la Bahía del Confital, en la costa norte de Gran Canaria (Figura 3). La playa está delimitada en el extremo septentrional por un promontorio denominado La Puntilla, y en su extremo meridional por un pequeño espigón que sirve de apoyo y que impide cualquier posible pérdida de sedimentos por este sector. Además, la playa está resguardada del oleaje incidente gracias a la presencia de una barra calcarenítica parcialmente fragmentada que se extiende paralela a la línea de costa. Fruto de estos condicionantes puede distinguirse un sector septentrional, perfectamente resguardado del oleaje dominante, y una zona meridional mucho más energética, pues al carecer de la protección que brinda la barra está completamente expuesta al oleaje.

Esta playa fue monitorizada durante 5 años a lo largo de 14 perfiles perpendiculares a la línea de costa (Alonso, 1993; Alonso y Vilas, 1994; 1996). Fruto de ello se obtuvo la variación neta de volumen de arena para cada uno de los perfiles y, teniendo en cuenta la distancia entre ellos, la variación total del volumen de sedimentos en la playa. La figura 4 muestra la evolución observada, donde se aprecia la enorme variabilidad existente. No obstante, la recta de ajuste indica con claridad una tendencia ascendente, de donde se deduce que el volumen de materiales en la playa tiende a aumentar paulatinamente.

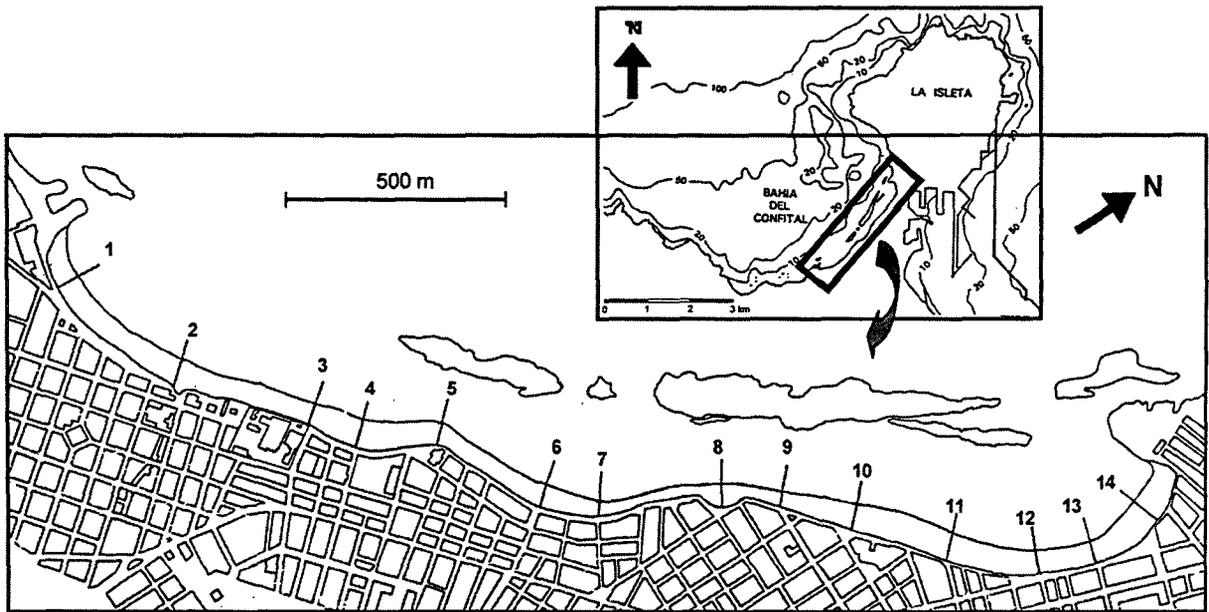


Figura 3. Plano de localización de la playa de Las Canteras, en la costa N de Gran Canaria, con indicación de los 14 perfiles medidos en la playa.

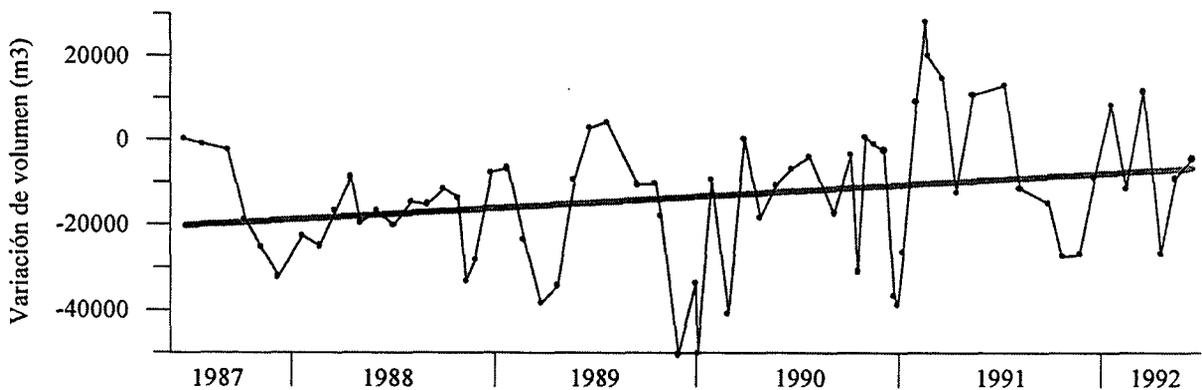


Figura 4.- Evolución del volumen de sedimentos para el conjunto de la playa de Las Canteras

Es consecuencia de esta acumulación neta de sedimentos que las administraciones competentes se han decidido a tomar cartas en el asunto, y precisamente en estas fechas tiene lugar una importante retirada del material "sobrante" de la playa.

## 2.2) Cambios en la escala de décadas. Las playas de Sotavento (Fuerteventura)

Al sur de Fuerteventura, en la península de Jandía, se localizan las Playas de Sotavento, probablemente las mejores y más conocidas de la isla y probablemente de toda Canarias (Figura 5). Este conjunto de playas, con una extensión de unos 15 km y una amplitud próxima a los 800 m en las zonas más anchas, tiene un enorme interés no sólo turístico,

sino también por los elementos geomorfológicos que presentan, y ha sido estudiado entre otros por Copeiro (1995) y Alonso *et al* (2002).

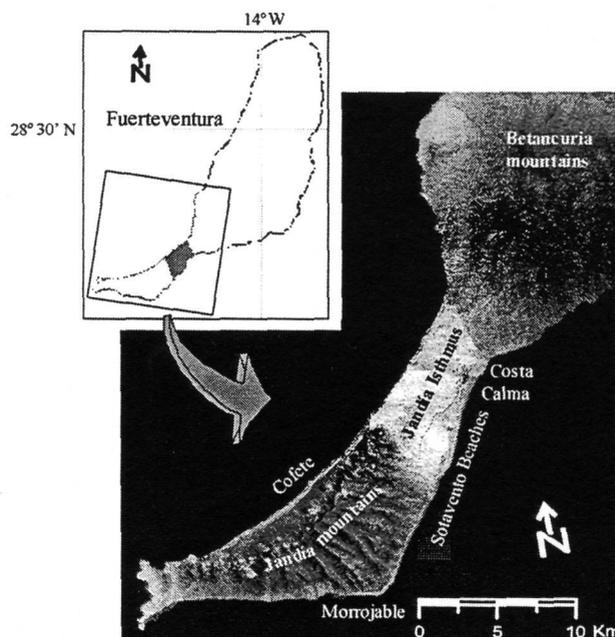
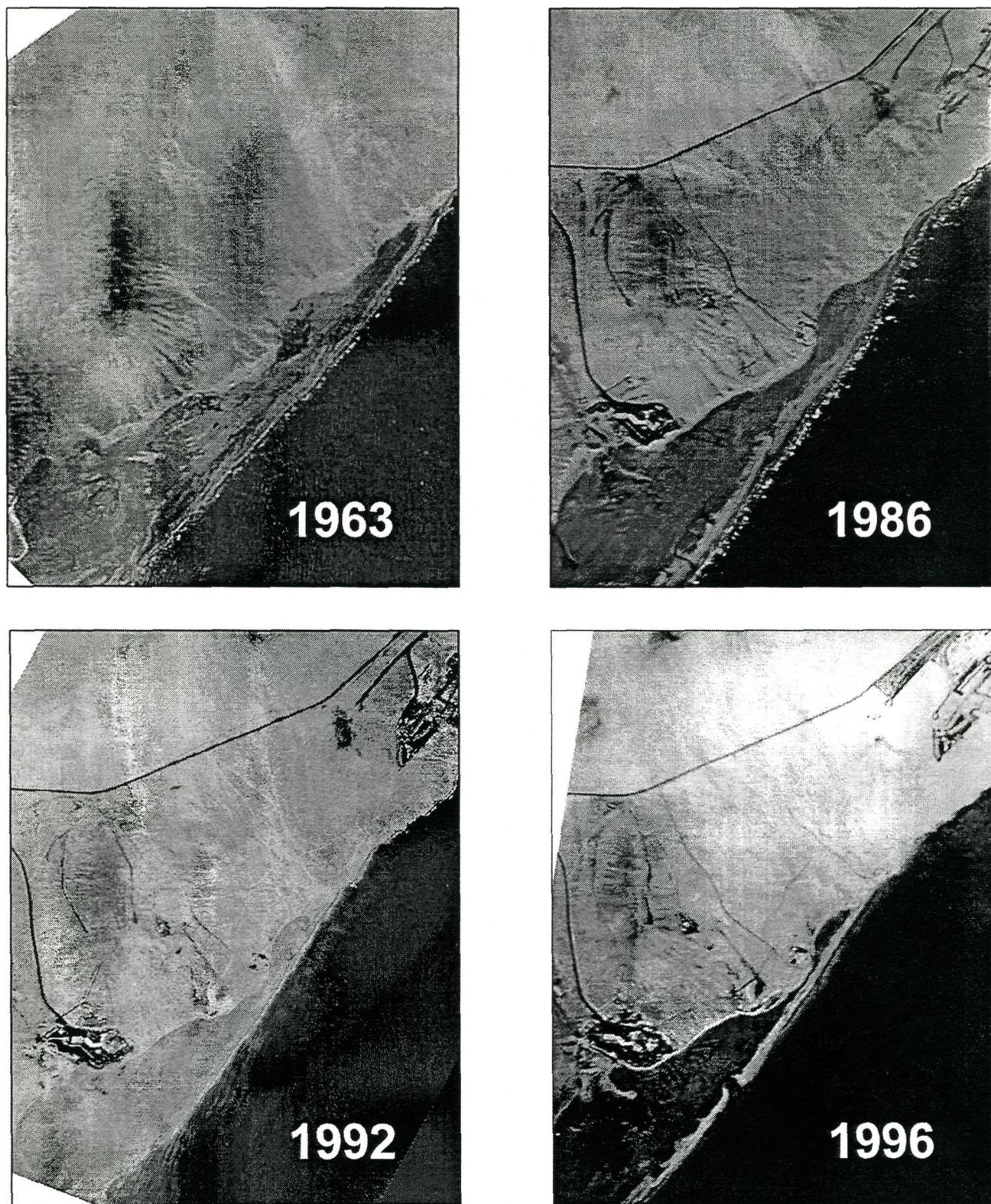


Figura 5.- Plano de localización de las playas de Sotavento (Fuerteventura).

Entre estos elementos geomorfológicos destaca la presencia de una *barrera arenosa* de aproximadamente 3 km de longitud y separada unos 400 m del paleoacantilado. Esta barra presenta distintas aberturas o bocanas formadas por el oleaje que funcionan a modo de *inlets* por donde se produce un importante flujo de agua en función de la marea. La superficie comprendida entre la barra y el paleoacantilado está ocupada por un *lagoon* costero constituido por arenas fangosas que queda completamente expuesto durante bajamares vivas y cubierto de agua durante la pleamar.

Mediante datos de perfiles de playa y fotografías aéreas de la zona comprendidas entre 1963 y 1996, se ha detectado un significativo desplazamiento de esta barra arenosa hacia tierra, con la consiguiente reducción en la amplitud tanto del lagoon como de la misma playa, de modo que en ciertas zonas ambos elementos han llegado a desaparecer completamente.

Una de las zonas más evidentes donde este desplazamiento está teniendo lugar es en el sector comprendido entre el hotel Gorriones y la urbanización Costa Calma. Este sector es el que se muestra en la Figura 6, donde el desplazamiento promedio es de unos 330 m. Considerando el periodo comprendido entre los distintos fotogramas, equivale a una tasa de erosión media de unos 10 m/año.



© Del documento, los autores. Digitalización realizada por ULPGC. Biblioteca Universitaria, 2006

Figura 6.- Fotografías aéreas de la zona central de las playas de Sotavento, para el periodo 1963-1996. El hotel Gorriones sale en la esquina inferior izquierda y la urbanización Costa Calma en la esquina superior derecha.

### 3) EJEMPLOS DE CANARIAS: SISTEMAS EÓLICOS

#### 3.1) Cambios a lo largo de décadas: Maspalomas (Gran Canaria)

El campo de dunas de Maspalomas se localiza en el límite meridional de Gran Canaria y ocupa una extensión total de 4 km<sup>2</sup>. Se trata de un campo de dunas costeras limitado por dos playas ininterrumpidas, El Inglés y Maspalomas, orientadas el Este y Sur respectivamente. Los materiales que constituyen este campo dunar son arenas marinas que se han acumulado sobre una antigua formación deltaica en la desembocadura del barranco de Fataga. Esta acumulación de arenas tiene una potencia media de 5-10 m. (Nadal y Guitián, 1983).

La dinámica y evolución de este campo dunar ha sido estudiada con detalle por Hernández (2001) y Hernández *et al* (2002a, 2002b). Un ejemplo muy ilustrativo de dichos autores se muestra en la figura 7, que recoge la misma zona de playa de El Inglés en 1977 y 2000. Obsérvese que en 1977 era perfectamente posible identificar dunas móviles en las proximidades de la playa de El Inglés, la cual puede considerarse la principal zona de aportes de sedimentos al campo dunar (Martínez, 1990). En el fotograma correspondiente a 2000 se aprecia que este sector ha experimentado cambios muy significativos, con un incremento muy notable de arenas húmedas (colores oscuros en la foto), lo cual evidencia que la capa de arenas móviles ha desaparecido. Se trata, por tanto, de zonas de deflación eólica donde el viento ha sacado del sistema aquellos materiales susceptibles de ser removilizados, y que por el contrario no ha habido nuevos aportes de materiales que sustituyan los anteriores.

De acuerdo con Hernández *et al* (2002a), este considerable aumento de las zonas de deflación también se ha observado en el interior del campo dunar, con un considerable aumento de comunidades vegetales, que encuentran el sustrato arcilloso de la antigua formación deltaica en la que pueden fijar sus raíces.

Por otra parte, la Figura 7 muestra igualmente los cambios experimentados en la zona de la punta de la Bajeta, pero en este caso se trata de cambios meramente estacionales como consecuencia de los cambios experimentados en la dirección de aproximación del oleaje (Alonso *et al*, 2001)

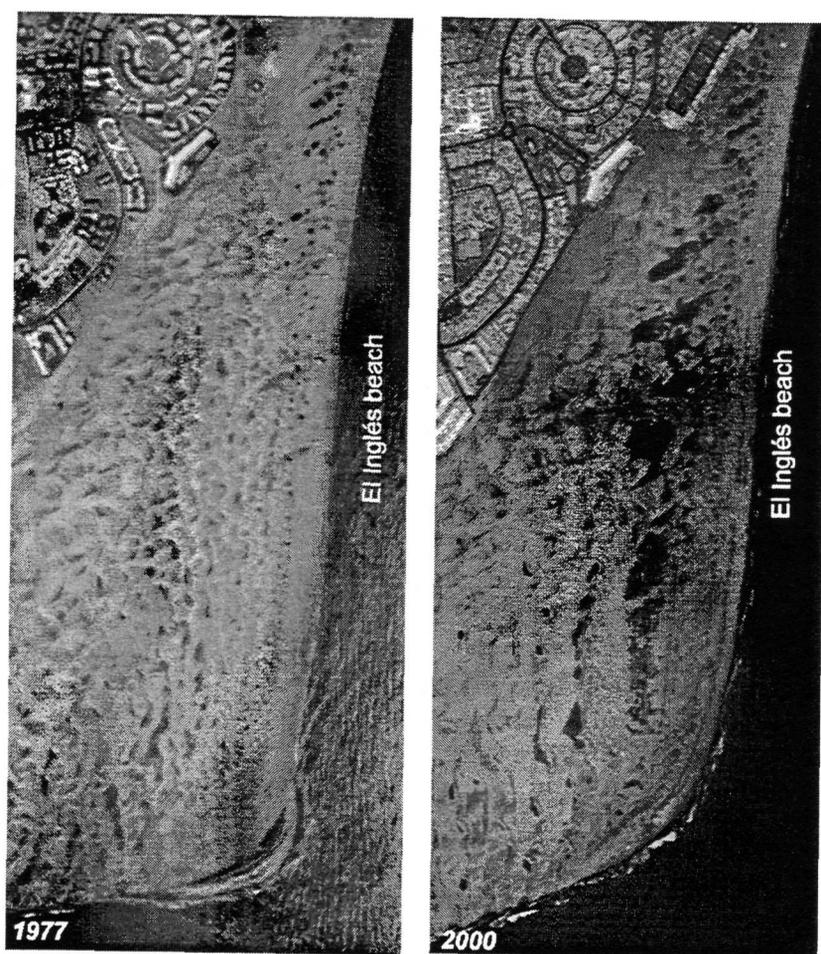


Figura 7.- Fotografías aéreas de la playa de El Inglés en 1977 y 2000. Obsérvese la importante modificación de la punta de la Bajeta, así como la desaparición de las dunas en una amplia zona en la fotografía de 2000.

### 3.2) Cambios en el lapso de meses: Corralejo (Fuerteventura)

Los aspectos relativos a la dinámica y evolución del campo de dunas de Corralejo no ha sido objeto de ningún estudio destacable, con la excepción de los realizados por Criado (1987, 1990). En este caso se presentan los resultados preliminares obtenidos a partir de dos topografías de detalle realizadas a un sector del campo dunar (Figura 8).

Los levantamientos topográficos fueron realizados en febrero y mayo de 2003, en una parcela poligonal de aproximadamente 100 x 145 m. En cada ocasión se midieron más de 200 puntos con un error inferior a 3 cm. Del cruce de ambos levantamientos se desprende que hay cambios altitudinales significativos en el sector monitorizado, con zonas donde la superficie sube y otras en las que baja.

A pesar de que un intervalo de apenas 3 meses no puede considerarse representativo, se aprecia claramente que el sector occidental (parte superior de la Figura 8c) presenta en general valores negativos, indicando un pérdida de material. Lo contrario ocurre en el sector oriental (parte inferior de la Figura 8c), donde predominan los valores positivos. Se

desprende, por tanto, que hay un transporte hacia el este consecuencia de los vientos de componente oeste propios de los meses de invierno-primavera.

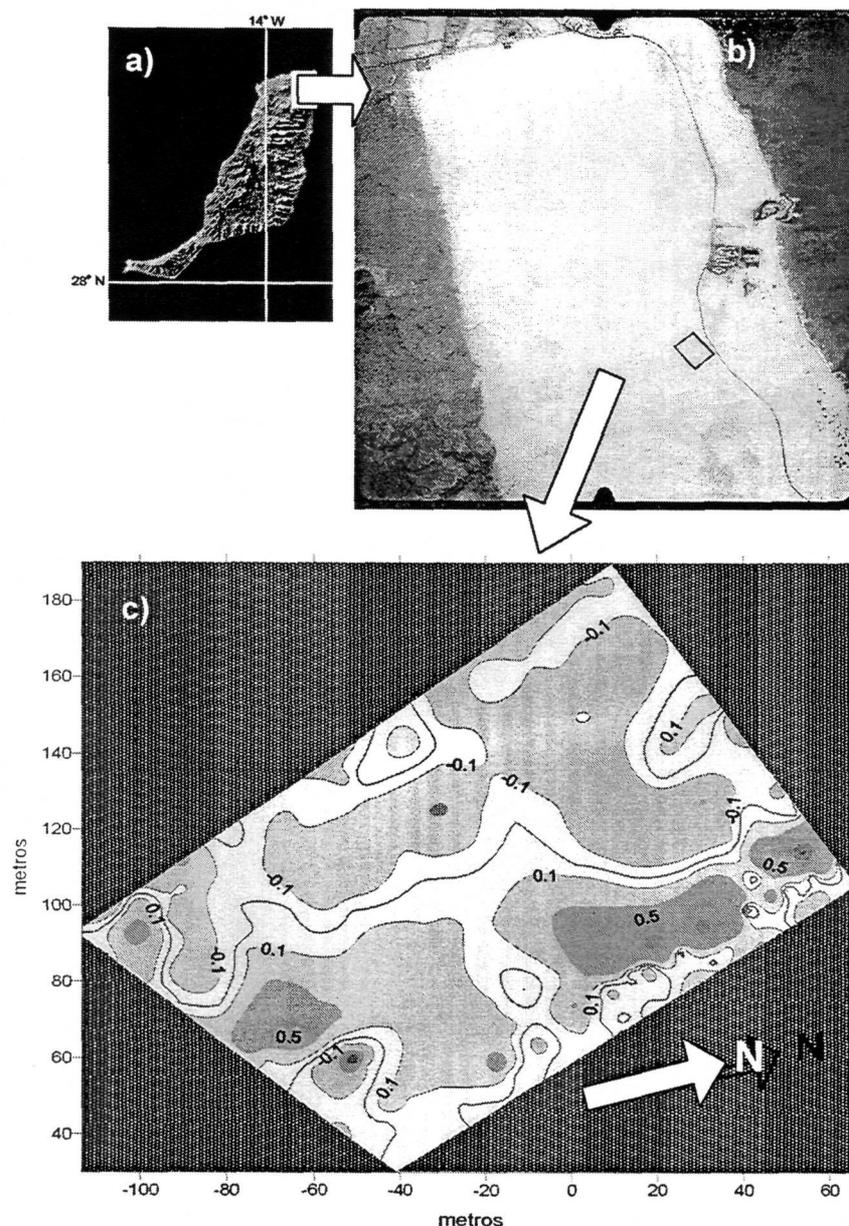


Figura 8.- Localización de uno de los sectores que está siendo monitorizado, y del resultado de cruzar las topografías correspondiente a febrero y mayo de 2003.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución a los proyectos 1/95 "Cuantificación de la dinámica sedimentaria en el Istmo de Jandía (Fuerteventura). Repercusiones sobre la estabilidad de las playas de Sotavento." y PI2002/008 "Análisis comparado de la evolución y situación ambiental de los principales sistemas dunares de Canarias", financiados por la Consejería de Educación y Cultura del Gobierno de Canarias.

## Referencias bibliográficas

- Alonso, I. (1993): *Procesos sedimentarios en la playa de Las Canteras (Gran Canaria)*. Tesis Doctoral, Dept. Física, Univ. Las Palmas de Gran Canaria, 333 pp.
- Alonso, I y Vilas, F. (1994): The influence of boundary conditions on beach zonation. *Proc. Coastal Dynamics*, Barcelona, 417-431.
- Alonso, I. y Vilas, F. (1996): Variabilidad sedimentaria en la playa de Las Canteras (Gran Canaria). *Geogaceta*, 20 (2): 428-430.
- Alonso, I., Montesdeoca, I., Vivares, A. y Alcántara-Carrió, J. 2001. Variabilidad granulométrica y de la línea de costa en las playas de El Inglés y Maspalomas (Gran Canaria). *Geotemas* 3(1), 39-42.
- Alonso, I.; Vilas, F. y Alcántara-Carrió, J. 2002. Importancia de la escala temporal en estudios de dinámica litoral. En: *Geomorfología litoral. Procesos activos*. Ed. Inst. Tecnológico Geominero de España, Sociedad Española de Geomorfología y Universidad de Cádiz, Madrid, 31-43.
- Alonso, I., Alcántara-Carrió, J. y Cabrera, L. 2002. Relationship between beach erosion and tourism resorts at Sotavento beaches (Fuerteventura, Spain). *Journal of Coastal Research*, SI 36, 1-7.
- Copeiro, E. (1995). Gestión sedimentaria del litoral canario. Dirección General de Urbanismo del Gobierno de Canarias. *Technical Report*, 97p. + Appendix.
- Criado, C. 1987. Evolución geomorfológica y dinámica actual del jable de Corralejo. *Revista Geografía de Canarias* 2, 29-52.
- Criado, C. 1990. Dinámica de dunas, paleosuelos y torrencialidad en le Pleistoceno Reciente y Holoceno de Fuerteventura (Islas Canarias). *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, tomo 1, 245-254.
- Fenster, M. S., Dolan, R. and Morton, R. A. 2001. Coastal storms and shoreline change: signal or noise?. *Journal of Coastal Research*, 17(3), 714-720.
- Hernández, L.; Alonso, I.; Ruiz, P. Pérez-Chacón, E.; Suárez, C. and Alcántara-Carrió, J. 2002a. Decadal environmental changes on the dune field of Maspalomas (Canary Islands): Evidences of an erosive tendency. En: *Litoral 2002*, Vol. III, 293-297.
- Hernández, L.; Ruiz, P.; Pérez-Chacón, E.; Suárez, C.; Alonso, I. and Alcántara-Carrió, J. 2002b. Pasillos de sombra eólica generados por los kioscos de playa del inglés (Gran Canaria): Resultados preliminares. En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Ed. Sociedad Española de Geomorfología, 141-148.
- Katoh, K. y Yanagishima, S. (1988): Predictive model for daily changes of shoreline. *Proc. 21st ICCE*, Málaga, Spain, 1253-1264.
- Kops, A.J.G. (1993): Analysis of JARKUS-data near Egmond (in Dutch). Dept. of Coastal Eng., Delft Univ. of Technology, Delft, The Netherlands.

- Larson, M. y Kraus, N.C. (1995): Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Mar. Geol.*, 126: 111-127.
- List, J.H. (1993): *Large Scale coastal Behaviour '93* (Editor). U.S. Geol. Surv., Open File Rep., 93-381, 238 pp.
- Martínez, J. 1990. La provincia morfodinámica de Morro Besudo – Faro de Maspalomas (Isla de Gran Canaria, España): Conocimiento y comprensión de sus procesos geomorfológicos y sedimentarios para la planificación y gestión de este litoral, / *Reunión Nacional de Geomorfología*, 351-363.
- Nadal, I. y Guitian, C. (1983): El sur de Gran Canaria: entre el turismo y la marginación. *Cuadernos Canarios de Ciencias Sociales* (9), Centro de investigación económica y social de la Caja Insular de Ahorros. Madrid.
- Orford, J.D. y Carter, R.W.G. (1995): Examination of mesoscale forcing of a swash-aligned, gravel barrier from Nova Scotia. *Mar. Geol.* 126: 201-211.
- Ruessink, B.G. (1998): *Infragravity waves in a dissipative multiple bar system*. Tesis Doctoral, Dept. Physical Geography, Univ. Utrecht, The Netherlands.
- Short, A.D. (1979): Three dimensional beach-stage model. *J. Geology*, 87: 553-571.
- Terwindt, J.H.J. y Kroon, A. (1993): Theoretical concepts of para metrization of coastal behaviour. In: J.H. List (Ed.): *Large Scale coastal Behaviour '93*. U.S. Geol. Surv., Open File Rep., 93-381: 193-196.
- Terwindt, J.H.J. y Wijnberg, K.M. (1991): Thoughts on large scale coastal behaviour. In: N.C. Kraus, K.J. Gingerich and D.L. Kriebel (Eds.): *Proc. Coastal sediments '91* (Seattle) ASCE, pp. 1476-1487.
- Van Rijn, L.C. (1998): *Principles of coastal morphology*. Aqua Publications, The Netherlands.
- Wijnberg, K.M. y Terwindt, J.H.J. (1995): Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along Holland coast using eigenfunction analysis. *Mar. Geol.*, 126: 301-330.
- Wolf, F.C.J. (1997): *Hydrodynamics, sediment transport and daily morphological development of a bar-beach system*. Tesis Doctoral, Dept. Physical Geography, Univ. Utrecht, The Netherlands.

## **VOLCANISMO SUBMARINO: SIGNIFICADO, DESCUBRIMIENTOS RECIENTES Y EJEMPLOS EN LAS ISLAS CANARIAS**

**Domingo Gimeno Torrente**

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona, Facultad de Geología, 08028 – BARCELONA

domingo@natura.geo.ub.es

### **1) INTRODUCCIÓN**

El volcanismo es uno de los fenómenos naturales que han suscitado la atención del hombre desde los albores de la historia; la primera descripción “naturalista” de una erupción corresponde a Plinio el Joven (la del Vesuvio en el año 79, que destruyó las poblaciones romanas de Pompeya y Ercolano), pero hay muchas otras que aparecen como referente en el subconsciente colectivo (Scandone 1987). Por motivos obvios, es el volcanismo subaéreo el que ha suscitado la atención de los científicos desde la ilustración, con particular referencia al volcanismo activo italiano. Sin embargo, los fondos oceánicos constituyen 2/3 de la superficie del planeta y el tramo superior de la corteza oceánica corresponde esencialmente a volcanismo submarino. Este volcanismo esencialmente se ha formado en centros de expansión oceánica (dorsales centrooceánicas) aunque también hay volcanismo propio de zonas de colisión entre placas (arcos-isla) y volcanismo relacionado con actividad puntual de carácter intraplaca, como el que genera las islas oceánicas (p.e. las Islas Canarias). Para comprender el significado de este volcanismo submarino y su importancia real es necesario recordar algunos conceptos previos como p.e. el de magma.

### **2) ENFRIAMIENTO DEL MAGMA EN AMBIENTES SUBAÉREOS Y SUBMARINOS**

Llamamos magma a una mezcla silicatada (entre el 40-75 % de SiO<sub>2</sub>) líquida, constituida por diferentes elementos: líquido, sólidos cristalizados a partir del líquido (cristales), gas, y sólidos capturados accidentalmente en el seno del líquido durante su ascenso hacia la superficie terrestre. Se conocen otros líquidos no silicatados terrestres (y las rocas resultantes de su consolidación) que podemos denominar magmas (p.e., magmas carbonatados o natro-carbonatados) pero su aparición es muy rara y no los mencionaremos aquí. Para que una mezcla de esta composición silicatada aparezca en estado líquido debe estar a temperaturas en el rango 1350-550 °C (correspondientes a los extremos con menor y mayor contenido en sílice, respectivamente).

Los magmas se generan en el interior de la corteza terrestre o en el manto superior, es decir a unas presiones en las que el gas que puedan contener (principalmente agua, con

otros volátiles como el CO<sub>2</sub>, F, Cl, etc.) es un fluido supercrítico que aparece disuelto en el seno del líquido magmático por efecto de la presión reinante. En los niveles superficiales de la corteza el gas se exholuciona y las burbujas generadas chocan y coalescen hasta llegar a fragmentar en ocasiones el líquido en pequeñas gotas que pueden ser expelidas a gran velocidad por el gas a la atmósfera terrestre, originando actividad eruptiva explosiva. Los cristales se forman a partir del magma, por disminución de su temperatura (o de la presión) durante el ascenso y posterior extrusión de éste, y son esencialmente silicatos que reflejan la composición original del magma; mientras que cuando el líquido se enfría muy rápidamente la cristalización no puede llegar a tener lugar y se produce un líquido sobreenfriado, sólido y metaestable, que llamamos vidrio volcánico.

Existen unos factores principales que permiten diferenciar el volcanismo subaéreo y el submarino, a saber: composición del magma (predominantemente básico en el caso del volcanismo submarino); porcentaje de volátiles magmáticos; altura de la columna de agua presente; tasa de emisión, concretamente en la escala de la erupción, del aparato volcánico individual, y del seamount, o "isla submarina"; morfología de la cuenca de recepción; tasa de enfriamiento.

Para comenzar, la tasa de enfriamiento submarino es mucho mayor que la del subaéreo, ya que el agua es mucho mejor conductor del calor que el aire. Esto conlleva que durante el volcanismo submarino se genere mucho más vidrio volcánico, en general, que durante el volcanismo subaéreo. Cuando el enfriamiento es muy rápido y efectivo la contracción térmica que sufre el líquido hace que el líquido se autofragmente generando grandes cantidades de material clástico vítreo que recibe el nombre de hialoclastitas.

En el ambiente submarino predominan los procesos volcánicos que generan placa oceánica (ubicados en las dorsales centrooceánicas); en estas circunstancias los fundidos primarios (magmas) son de composición basáltica y no se dan las condiciones objetivas (grandes cámaras magmáticas, si es preciso varias superpuestas) que permiten la diferenciación magmática. En los arcos islas los fundidos primarios son de composiciones intermedias (andesitas) o ácidas (riolitas). En las islas oceánicas en avanzado estado de evolución se pueden llegar a formar grandes cámaras magmáticas y los magmas pueden llegar a ser más evolucionados que los basálticos (traquitas, fonolitas), aunque en conjunto predominan ampliamente (considerando la porción sumergida de la isla) éstos.

Los magmas básicos son menos viscosos que los diferenciados (ácidos, fonolíticos, etc.) lo que en principio favorece el volcanismo efusivo sobre el explosivo en el medio submarino. Los magmas básicos contienen menos volátiles que los ácidos (en general, del 0.5 al 1-2 % en agua), lo que restringe comparativamente su explosividad. La existencia de una importante columna de agua representa la existencia de una presión hidrostática adicional que dificulta la exolución de los fluidos y, por tanto restringe también la explosividad de un magma. Una escasa tasa de emisión favorece una mayor relación entre agua y magma y, por lo tanto, aumenta la viscosidad de éste por un rápido

enfriamiento. La existencia de un fondo marino accidentado en las proximidades del foco eruptivo favorece una mayor interacción magma-agua y por tanto aumenta la viscosidad del magma.

En ambiente submarino, el vulcanismo efusivo predomina ampliamente sobre el explosivo. Como la explosividad está relacionada con la exolución del gas magmático en los tramos superficiales del conducto eruptivo, la presión hidrostática compensa la capacidad de exolución en la superficie del fondo marino a profundidades variables (en general >500 m), siendo la variación función de la composición química del magma.

Por otra parte, dentro del vulcanismo submarino efusivo, en general predominan los volcanes de pillows que tienen una relación de altura/anchura (aspect ratio) mucho mayor que las coladas lávicas planares (Fig. 1). Los factores que influyen en la mayor capacidad de expansión del magma son: una baja viscosidad (alta temperatura respecto al liquidus de la composición química correspondiente, baja cristalinidad), alta tasa de emisión, superficie plana en la cuenca de recepción. El pillow lava (lava almohadillada) constituye una forma de extrusión típica y diagnóstica del vulcanismo subacuático, y por ende submarino, en especial cuando las pillows aparecen en grandes apilamientos. Excepcionalmente en los tramos inferiores de las sucesiones de pillows se pueden encontrar pillows intrusivos, generados bajo una delgada lámina de sedimentos, y en general con una columna de agua limitada (Assorgia y Gimeno 1994).

Fig. 1. Condiciones de yacimiento, estructuras superficiales y mecanismos de crecimiento en pillow lavas (extraída de Gimeno 1992).

A/ Esquema general de las relaciones entre pillow lava, pillow breccia e hialoclastitas.

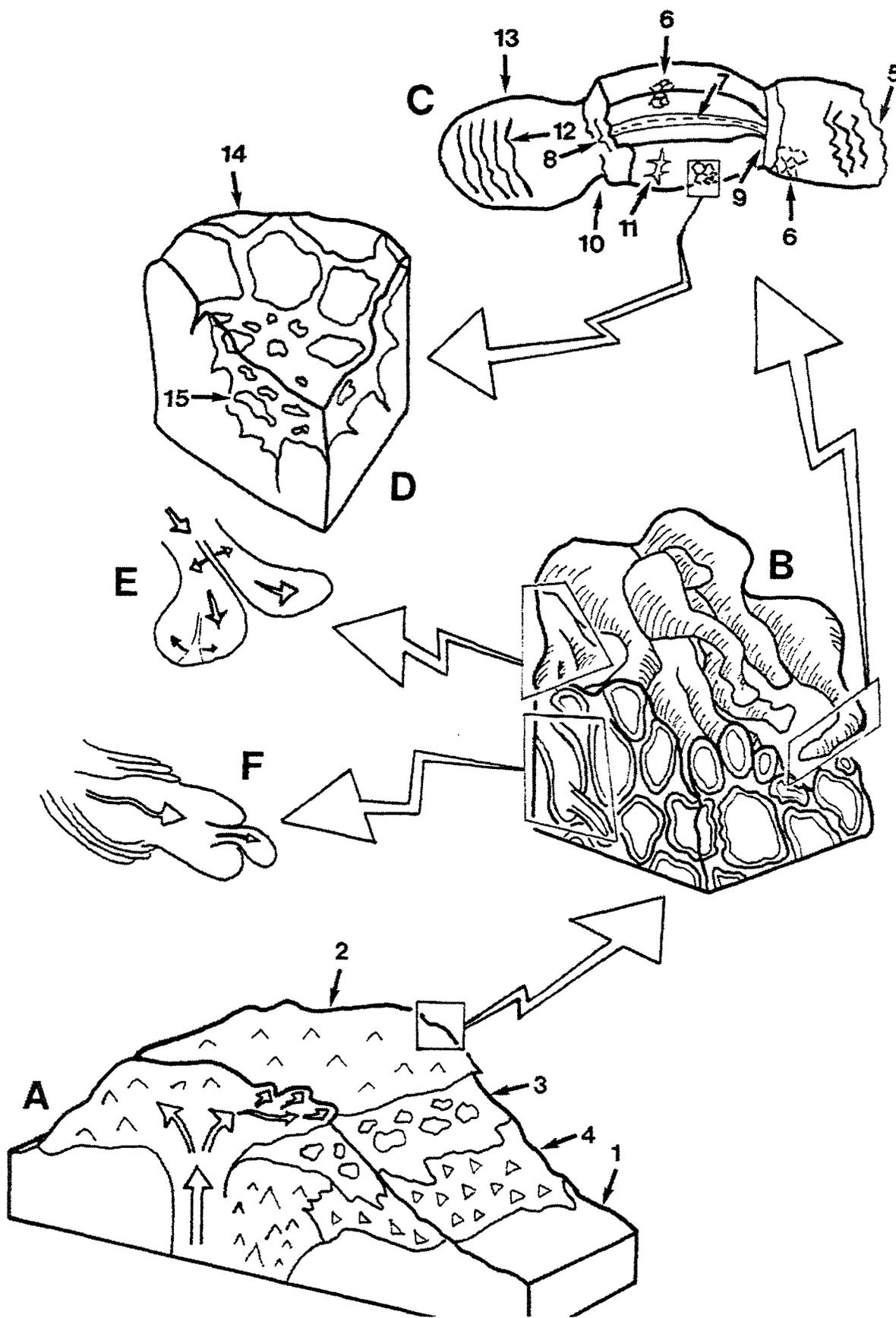
B/ Bloque diagrama mostrando las relaciones entre pillow lava radicados (tubulares).

C/ Estructuras superficiales en un pillow-lava .

D/ Esquema de los procesos de hialoclastización en la superficie de un pillow lava.

E/ y F/ Esquema (en sección) de los procesos de crecimiento de los pillow lava a partir de las fracturas longitudinales y transversales.

Leyenda: 1/ Materiales siliciclásticos. 2/ Lavas masivas y pillow\_lavas. 3/ Pillows aislados en hialoclastitas (pillow\_breccia). 4/ Hialoclastitas. 5/ Arrugas longitudinales ("corrugations"). 6/ Grietas de retracción ("contraction cracks"). 7/ Sutura longitudinal ("smaller crack"). 8/ Grieta longitudinal ("longitudinal symmetric spreading crack"). 9/ Fractura transversal ("asymmetric spreading crack"). 10/ Constricción ("constriction zone"). 11/ Grietas tensionales. 12/ Arrugas cordadas (transversales) ("ropy wrinkle"). 13/ Brote de un nuevo pillow a partir de una fractura transversal ("budding pillow"). 14/ Grietas de retracción. 15/ Hialoclastización incipiente (los términos ingleses son los que se utilizan comúnmente en la bibliografía internacional).



Un apilamiento de pillows consiste en una serie de tubos de magma entrelazados de sección circular o elíptica, de dimensiones métricas o inferiores, que se expanden a partir de un tubo mayor, de un cuerpo lávico de morfología cómica, de una colada planar o directamente a partir de un dique. Inicialmente se pensó que se formaban por apilamientos de “gotas” o sacos magmáticos emitidos individualmente, pero hoy se sabe que este fenómeno es rarísimo (Fig. 2). Se caracterizan por presentar un borde o anillo vítreo en su parte más externa, mientras que crece su cristalinidad hacia el interior; además según los casos presentan gran número de estructuras internas y externas características (fracturas radiales y longitudinales, anillos vítreos múltiples, sectores centrales huecos o en cúpula, vesículas de gas dispuestas según diferentes geometrías, etc.) (Gimeno 1992). El anillo vítreo se forma por interacción del magma con el agua, a la que vaporiza.



Fig. 2. Sección transversal de diferentes pillows aplanados, playa de Funtanazza, Mioceno de la isla de Cerdeña, Italia.

El pillow puede crecer y expandirse, como una burbuja de aire realizada con chicle, mientras el anillo vítreo sea dúctil gracias a que la columna hidrostática retiene parcialmente las burbujas vaporizadas generando una cierta protección que ralentiza el enfriamiento. Cuando este sucede definitivamente el anillo vítreo se puede fracturar, descascarillar, y en parte las hialoclastitas que aparecen asociadas a los pillows tienen esta procedencia (Fig. 3). Los estudios realizados que los volcanes de pillows radicados en una fractura (y por lo tanto alimentados por diques) tienen dimensiones radiales del orden de centenares de metros (hasta poco más de 1 km de diámetro) mientras que su

altura oscila entre alguna decena de metros (erupción simple) a 2-3 centenares de metros (probablemente fruto de varias erupciones sucesivas separadas en el tiempo).

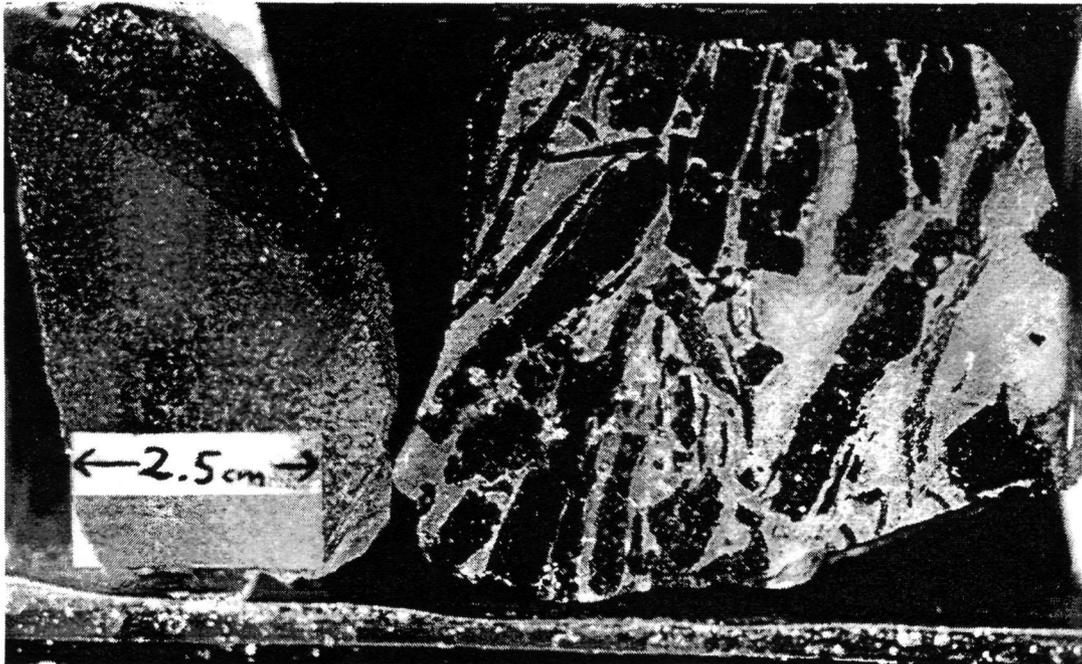


Fig. 3. Ejemplo de las estructuras internas en el borde de un pillow, sección longitudinal de un sondeo ODP del Mar Tirreno. En el fragmento del testigo de sondeo de la izquierda se observa un margen vítreo (sector más oscuro superior) adelgazándose lateralmente hacia la litofacies hipocristalina inferior (en tonos grises). El fragmento de la derecha corresponde a un conjunto de fragmentos vítreos (hialoclastita) correspondientes a antiguos bordes vítreos de un pillow inyectados en fango carbonatado sin estructura interna; probablemente se trata del margen de un pillow intrusivo.

### 3) EJEMPLOS DE VULCANISMO SUBMARINO: EL CASO DE CANARIAS

El conocimiento que tenemos del vulcanismo submarino ha cambiado drásticamente en los últimos 20-25 años. Con anterioridad se disponía de excelentes descripciones de rocas volcánicas submarinas en sucesiones antiguas procedentes de porciones emergidas e incorporadas a la corteza continental. Principalmente se trata de porciones sumergidas de antiguos arcos islas; y fragmentos de corteza oceánica pinzados y obductados en procesos de colisión intracontinental (ofiolitas; sin duda la más importante por su estado de conservación y dimensiones es la Semail de Omán). El empleo de minisubmarinos científicos utilizados en el estudio sistemático de los fondos oceánicos, y el empleo de métodos geofísicos sofisticados transportados en barcos oceánicos ha permitido el reconocimiento de vulcanismo submarino subactual (véase p.e. Nicolas 1990, Juteau y Maury 1997), aunque aún no ha sido posible reconocer erupciones submarinas en directo en las dorsales oceánicas. Otra fuente inagotable de información consiste en las investigaciones generadas por las campañas de sondeos científicos en mar abierto realizadas por consorcios internacionales (ODP y su antecesor DSDP), y más recientemente por el sondeo profundo en curso de desarrollo en Hawaii.

Otro campo de estudio de gran interés es el que ofrecen las porciones inferiores de las islas oceánicas, en las que toda la porción emergida reposa sobre espesores de varios miles de metros de rocas procedentes del volcanismo submarino, que han permitido la construcción de la isla sobre la placa oceánica subyacente a partir de la interferencia de un "hot spot" o punto localizado de surgencia de material mantélico. Sin embargo, es difícil que este volcanismo aflore ya que se requiere una disminución relativa del nivel del mar o bien un levantamiento parcial de la isla para que podamos contemplar porciones submarinas de la isla, que además normalmente no corresponderán a su episodio inicial de crecimiento sino más bien al final.

En las Islas Canarias se conocen algunos ejemplos excelentes de volcanismo submarino, esencialmente en los llamados "Complejos Basales" de islas como La Palma, Fuerteventura y La Gomera. De éstos cabe destacar por su importancia y resonancia en el contexto internacional el que aflora en el Parque Nacional de la Caldera de Taburiente (barranco de Las Angustias, isla de la Palma) que se cree corresponde a un tramo de casi un km de espesor de una isla oceánica tumbado aproximadamente unos 90° respecto a su posición original (Staudigel y Schmincke 1984). Recientemente en la isla de Fuerteventura ha sido desarrollado un estudio excelente sobre este tipo de volcanismo submarino y su tránsito a la fase emergida de construcción de la isla (Gutiérrez 2000).

En otro orden de cosas, también se genera volcanismo submarino a partir de la entrada de coladas lávicas (y piroclásticas, véase p.e. Pérez Torrado et al. 2000) nacidas en ambiente subaéreo, que en el caso de islas oceánicas con un marcado relieve alcanzan rápidamente la costa a favor del desnivel. Uno de los mejores ejemplos conocidos de este proceso ha sido estudiado recientemente en el norte de la isla de Gran Canaria, donde la emersión relativa del terreno permite reconocer en exposición una importante masa de magma que atravesó el ambiente subaéreo llegando a emplazarse en un ambiente submarino de plataforma de baja profundidad, llegando a obliterar totalmente la cuenca de recepción y, por lo tanto, desplazando la línea de costa hacia el mar (Gimeno et al., 2000; Pérez Torrado et al. 2002). Este ejemplo es objeto específico de una de las excursiones programadas durante el desarrollo de estas jornadas.

## Referencias bibliográficas

- Assorgia, A. y Gimeno, D. (1994): Coeval genesis of pillow lava on the sea floor and under a thin cover of unlithified sediments (and associated formation of peperites). *Geologie en Mijnbown*, 72, 363-373.
- Gimeno, D. (1992): Pillow-lava: tipología de estructuras (internas y externas) y litofacies asociadas. Actas de la Sesiones Científicas, III Congreso Geológico de España, I, 437-441.

- 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 (3), 325-328.
- Gutiérrez, M. (2000): Estudio petrológico, geoquímico y estructural de la serie volcánica submarina del complejo basal de Fuerteventura (Islas Canarias): caracterización del crecimiento submarino y emersión de la isla. Tesis doctoral inédita, Universidad de La Laguna, 533 p y 6 anexos.
- Juteau, T. Y Maury, R. (1997): Géologie de la croûte océanographique. Ed. Masson, París, 367 p. (disponible también en versión inglesa).
- Nicolas, A. (1990): Las montañas bajo el mar. Expansión de los océanos y tectónica de placas. Springer Verlag, 200 p.,
- 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., Santana, F. Rodríguez, A., Melián, A.M., Lomostchitz, A.; Gimeno, D., Cabrera, M.C. y Báez, M.C. (2002): Reconstrucción paleogeográfica, mediante métodos topográficos, de depósitos volcanosedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias). *Geogaceta*, 32, 43-46.
- Scandone, R. (1987): Miti ed eruzioni. *Le Scienze – Quaderni*. 39, 78-83.
- Staudigel, H. y Schmincke, H.U. (1984): The Pliocene seamount series of La Palma, Canary Islands. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 11195-11215.

## **LOS ESTUDIOS GEOTÉCNICOS PARA EDIFICACIÓN EN CANARIAS: UN PROYECTO DE GUÍA PARA SU PLANIFICACIÓN**

**Luis Enrique Hernández Gutiérrez**

Jefe de la Sección de Geotecnia

Área de Laboratorios y Calidad de la Construcción

Consejería de Infraestructuras, Transportes y Vivienda

GOBIERNO DE CANARIAS

[lhergut@gobiernodecanarias.org](mailto:lhergut@gobiernodecanarias.org)

### **1) ANTECEDENTES**

El Área de Laboratorios y Calidad de la Construcción (antes Servicio de Calidad de las Obras Públicas y de la Edificación) es un órgano de la Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas de la Administración de la Comunidad Autónoma de Canarias, que tiene las siguientes funciones de acuerdo con lo establecido en el DECRETO 161/1996, de 4 de julio, por el que se aprueba el Reglamento Orgánico de la Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas (B.O.C. nº 84, viernes 12 de julio de 1996):

1. Coordinar con las distintas Administraciones Públicas las actuaciones de los órganos de control de calidad de edificación y fomentar la formación profesional para tales tareas a través de cursos de formación y divulgación.
2. La realización y promoción de estudios sobre industrialización y prefabricación de la edificación y diseño industrial de instalaciones.
3. La colaboración con la Administración General del Estado para la puesta a punto de modelos indicativos de funcionamiento de las organizaciones de control de calidad de la edificación.
4. El impulso, dirección y control de:
  - a) Análisis de materiales de la edificación e investigación sobre los mismos.
  - b) La realización de ensayos y pruebas de materiales precisos para las obras y proyectos de acuerdo a los procedimientos homologados para ello.
  - c) La ejecución de sondeos, prospecciones y demás actividades técnicas relacionadas con la edificación de las obras públicas.
5. La definición y control de la aptitud de los diversos elementos, materiales, componentes, métodos y sistemas para la edificación y las obras públicas, sin perjuicio de la homologación y sello de marcas de calidad.

La acreditación de laboratorios para el control de calidad de la edificación en el ámbito de la Comunidad Autónoma de Canarias.

La entrada en vigor de la Ley 38/1999, de Ordenación de la Edificación (L.O.E.) y la importancia en el sector de la edificación de nueva normativa, como la Instrucción de Hormigón Estructural (E.H.E), publicada mediante R.D. 2261/1998, configuran un panorama que establece la necesidad de documentar los proyectos con los necesarios estudios del suelo, que garanticen la adecuación de las cimentaciones y cargas transmitidas a las características del terreno.

Cada una en su ámbito, L.O.E. y E.H.E., persiguen que se construyan edificios que presenten una estabilidad estructural garante y una vida útil adecuada.

La L.O.E. en su artículo 18 establece, para el cumplimiento de los requisitos relativos a la Seguridad Estructural, una serie de garantías que, en el apartado c), se concretan en la obligación del establecimiento de un seguro para daños que comprometan a la resistencia mecánica y estabilidad del edificio.

También, dada la importancia de las condiciones del suelo en relación con la estabilidad de la estructura, en el artículo 12 apartado b), establece la obligación del Director de Obra de verificar la adecuación de la cimentación a las características geotécnicas del terreno, responsabilizando al promotor, en el artículo 9 apartado b), a facilitar la documentación e información previa necesarias para la redacción del proyecto.

Por su parte, la E.H.E., en el punto 4.1 de su articulado de generalidades, establece que en los proyectos se requiera un *Estudio Geotécnico* de los terrenos sobre los que se va a ejecutar obra, salvo cuando resulte incompatible con la naturaleza de ésta, debiendo figurar, conforme se establece en el apartado 4.2, los estudios del terreno necesarios en la Memoria del proyecto, como datos previos.

Dado que son muchas y diversas las posibilidades de cumplir las exigencias anteriores con diversos tipos de estudios y más o menos ensayos, que definan las características del terreno, parece razonable establecer un marco de referencia o guía de planificación, que sea un instrumento orientado a los profesionales de la edificación, que aún no siendo especialistas en Geotecnia y Cimentaciones, necesitan un documento de planificación de estudio geotécnico, equivalente a un proyecto con el que poder contratar adecuadamente dicho estudio con una empresa especializada.

En consecuencia, resulta necesario garantizar la realización, en su caso, de estudios geotécnicos proporcionados al nivel de riesgo de las edificaciones, en referencia, tanto a sus características, como a las del suelo donde se ubican.

Desde este punto de vista, la Administración Autonómica entiende oportuno publicar una Guía de Planificación de Estudios Geotécnicos para la Comunidad Autónoma de Canarias, que ayude a cumplir con la exigencia normativa y a planificar de forma adecuada y proporcionada, el ámbito de las investigaciones geotécnicas, en cada caso.

La sistemática de la Guía permitirá que las empresas especializadas elaboren sus ofertas con una referencia común, por lo que las soluciones propuestas serán más homogéneas, facilitando el análisis de las mismas y su adjudicación posterior.

En la actualidad se han publicado dos guías de este tipo:

- Guía para la Planificación de Estudios Geotécnicos de la Generalitat Valenciana.
- Guía de Planificación de Estudios Geotécnicos de la Región de Murcia (Orden de 23 de Octubre de 2001, B.O.R.M. 3 de noviembre de 2001).

Los objetivos y el esquema de trabajo será similar al seguido para la elaboración de las guías anteriores.

La *Guía de Planificación de Estudios Geotécnicos* que se pretende publicar, será elaborada a lo largo de un programa plurianual (3 o 4 años) por un equipo multidisciplinar compuesto por expertos de diversas disciplinas, que aglutinen conocimientos económicos y jurídicos, geológicos y geotécnicos, de procedimientos de calidad, etc. Se pretende un resultado operativo, con un soporte al alcance de los usuarios técnicos, que pueda ser un instrumento de primera magnitud para la mejora de la edificación y la disminución de sus riesgos en la Comunidad Autónoma de Canarias.

El carácter de la Guía de Planificación de Estudios Geotécnicos, podría enmarcarse, como las Normas Tecnológicas de las Edificación (N.T.E.), dentro del grupo de normas que ayudan y traducen, de modo operativo, los conceptos generales que establecen las Normas Básicas e Instrucciones de obligado cumplimiento y de aplicación general.

Esta Guía o documento de referencia, consensado y válido, podrá emplearse por los promotores y técnicos para realizar las previsiones necesarias, por los Laboratorios Acreditados y Entidades de Control como referencia genérica válida de sus asistencias, y por las aseguradoras para evaluar sus riesgos.

La Administración, por su parte, podrá garantizar al ciudadano un marco razonable de seguridad en la medida en que los estudios sobre el suelo se efectúen en referencia a la unidad de criterios propuesta por la Guía de planificación que se publicará.

La Guía de Estudios Geotécnicos, se entiende como documento de referencia a adoptar en el ámbito de la Comunidad Autónoma de Canarias, sin perjuicio de que se puedan adoptar otras reglas o criterios que se adecuen a la normativa de obligado cumplimiento.

La guía de planificación de estudios geotécnicos pretende ser un instrumento que ayude a unificar los criterios mínimos, para distintas tipologías de edificios y en base a las zonas geotécnicas diferenciadas (Mapa Geotécnico), en estudios geotécnicos para edificación en el ámbito territorial de la Comunidad Autónoma de Canarias.

En este sentido, se presentará una forma sencilla (y al mismo tiempo detallada) para el dimensionamiento de la campaña geotécnica a realizar (en función del tipo de edificio y área de contacto con el terreno) para distintas zonas geotécnicas y determinar los datos que son necesarios para el diseño de la cimentación. Además se establecen las referencias para la confección de los pliegos de condiciones técnicas para la realización del estudio geotécnico.

## 2) NECESIDAD DE LA GUÍA

En el momento actual, los estudios geotécnicos se dimensionan o planifican, en el mejor de los casos, por las empresas, consultoras especializadas o técnicos correspondientes, en función de la experiencia geotécnica de cada uno de ellos. En algunas ocasiones, esta labor de planificación (y la investigación geotécnica posterior), se ve condicionada por presiones comerciales o económicas o plazos de ejecución, resultando una dispersión en criterios y unidades de reconocimiento que conducen a presupuestos y cuantías económicas dispares en casos semejantes.

En otros casos, los datos geotécnicos se deducen, sin aplicar procedimientos técnicos, mediante la observación de la excavación de la cimentación, conocimiento de la tipología de cimentación de edificios próximos y comportamientos del suelo en situaciones similares, lo cual conduce a soluciones de cimentación no siempre acertadas o técnicamente adecuadas.

La Guía de Planificación de Estudios Geotécnicos establecerá unos requisitos técnicos mínimos que deben contemplar todos los estudios geotécnicos sirviendo, por tanto, de vehículo o instrumento de normalización de la planificación de la investigación y el presupuesto económico asociado.

## 3) CONTENIDO DE LA GUÍA

En líneas generales, el contenido de la guía podría ser el siguiente:

- 1º. En primer lugar se establecerán los criterios y características geotécnicas de las distintas zonas diferenciadas en el *Mapa de Zonificación Geotécnica* de la Comunidad Autónoma de Canarias que se ha de elaborar.
- 2º. Se expondrán los procedimientos y los requisitos mínimos que se deben contemplar en la planificación de la campaña de investigación de estudios geotécnicos. Debe permitir planificar un estudio geotécnico a profesionales de la edificación sean o no sean especialistas en Geotecnia y Cimentaciones y servirá para que las empresas especializadas elaboren sus ofertas con una referencia común.
- 3º. Se recogerá un *Pliego de Prescripciones Técnicas Generales* de las actuaciones o métodos de investigación a emplear en el desarrollo del Proyecto de Estudios Geotécnicos para edificación en la Comunidad Autónoma de Canarias.
- 4º. Por último se incluirán una serie de anejos en los que se recogen el Mapa de Zonificación Geotécnica de la Comunidad Autónoma de Canarias, ejemplos de aplicación y las fichas y cuadros-guía explicativos de aplicación necesarios para la planificación de la campaña geotécnica.

## 4) MAPA DE ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA

Para la guía se realizará una zonificación el Archipiélago Canario en áreas de características litológico-geotécnicas similares que permitan establecer, en cada zona

geotécnica, los criterios mínimos a contemplar en el reconocimiento o investigación geotécnica. De esta forma, y en función de las características de la construcción y la problemática geotécnica asociada a cada zona diferenciada, se propondrán unos reconocimientos mínimos exigibles en cada caso.

La zonificación geotécnica se basará fundamentalmente en los Mapas Geológicos 1:25.000 y Geotécnicos 1:200.000 que ha elaborado el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). También se ha tenido en cuenta la información recogida en otras publicaciones.

La escala de los mapas geotécnicos que se han de elaborar se definirá por los expertos que intervendrán en la redacción de la guía. En cualquier caso, la variabilidad litológico-geotécnica y la gran relevancia, desde un punto de vista constructivo, de determinadas áreas, podría llevar a la realización de mapas con mayor detalle cartográfico.

Así pues, la superficie de cada isla se dividirá, con criterios fundamentalmente litológicos, en "zonas geotécnicas", que presentarán, en su conjunto, unas características de homogeneidad que se consideren suficientes para el establecimiento de los criterios mínimos en lo referente a la planificación de la campaña geotécnica.

## **5) PROCEDIMIENTOS DE PLANIFICACIÓN DE LA CAMPAÑA DE INVESTIGACIÓN DE ESTUDIOS GEOTÉCNICOS**

La planificación y ejecución de la campaña geotécnica requerirá un tratamiento particularizado que dependerá de la experiencia y grado de conocimiento que posea del lugar el técnico o empresa encargada de la investigación.

Se establecerán procedimientos concretos y datos mínimos necesarios para la planificación de la campaña de investigación de estudios geotécnicos para edificación en Canarias. Para ello se dispondrán unas fichas de recogida de la información imprescindible para el dimensionamiento del estudio geotécnico.

Se prepararán unos cuadros-guía de planificación de cada zona geotécnica, a los que se podrá acceder a partir de las fichas de recogidas de datos. Estos cuadros-guía, a partir de las características del edificio proyectado y de la superficie del mismo, permitirán establecer el número y tipo de prospecciones a realizar, así como los ensayos de laboratorio y demás determinaciones necesarias para llevar a cabo el Estudio Geotécnico.

## **6) PLIEGO DE PRESCRIPCIONES TÉCNICAS DE ESTUDIOS GEOTÉCNICOS**

Recogerá las especificaciones mínimas de las actuaciones o métodos de investigación a emplear en el desarrollo del proyecto de Estudios Geotécnicos para edificación en el ámbito de la Comunidad Autónoma de Canarias.

En todos los casos los procedimientos empleados para la realización de los trabajos geotécnicos deberán seguir las normas existentes, tale como el Decreto 38/1992, de 3

de Abril, del Gobierno de Canarias (B.O.C. nº 47, de 13.04.92), por el que se aprueban las Disposiciones Regulatoras Generales de la Acreditación de Laboratorios de Ensayos para el Control de Calidad de la Edificación, el Real Decreto 1230/1989, de 13 de Octubre (B.O.E. nº 250, de 18.10.89), y la Orden fom /2060/2002, de 2 de agosto, del Ministro de Fomento (B.O.E. de 13 de agosto de 2002) y corrección de errores de 16 de noviembre de 2002, por la que se aprueban las disposiciones regulatoras de las áreas de acreditación de laboratorios de Ensayos para el Control de Calidad de la Edificación.

La guía establecerá que los trabajos de campo y los ensayos de laboratorio deberán efectuarse por un laboratorio acreditado en las Áreas de Geotecnia GTL y GTC.

La Comisión Técnica para la Calidad de la Edificación elaboró en su día un proyecto de orden de actualización de los requisitos de la acreditación y revisión de las áreas técnicas, unificando los aspectos comunes a las mismas y su interrelación. Este proyecto pretendía, asimismo, agilizar el mecanismo de aprobación de las áreas de acreditación en el futuro, así como sus modificaciones para adaptarse a la normativa de obligado cumplimiento, en la medida que esta se vaya produciendo. Entre las novedades de la nueva orden destaca la propuesta de la Comunidad Autónoma de Canarias de modificación de las áreas ST y SE:

- Orden Ministerial de 15 de febrero de 1991 para el Área de ensayos de laboratorio de mecánica del suelo (SE).
- Orden Ministerial de 15 de febrero de 1991 para el Área de toma de muestras inalteradas, ensayos y pruebas "in situ" de suelos (ST).

Ahora estas áreas quedan configuradas de la siguiente forma:

## **7) GRUPO DE ÁREAS DE GEOTECNIA (GT)**

Objeto y áreas que comprende.

Constituyen el objeto de este grupo los sondeos, la toma de muestras y las pruebas y ensayos "in situ" del terreno y su ensayo en laboratorio, para el reconocimiento geotécnico del mismo, con aplicación al cálculo y ejecución de estructuras de cimentación y contención de edificios.

Este grupo lo constituyen dos áreas complementarias:

- Área de sondeos, toma de muestras y ensayos "in situ" para reconocimientos geotécnicos (GTC).
- Área de ensayos de laboratorio de geotecnia (GTL).

*Área de sondeos, toma de muestras y ensayos "in situ" para reconocimientos geotécnicos (GTC).*

Definición.- Este área comprende el sondeo, la toma de muestras del terreno, pruebas y ensayos in situ, de carácter básico, para el reconocimiento geotécnico de un terreno.

## Ensayos básicos y normas de aplicación

Toma de muestras inalteradas en calicata o pozos	UNE 7-371:1975
Toma de muestras inalteradas en sondeos con tomamuestras ( pared delgada tipo Shelby	ASTM-D1587-00, XP P94-202
Toma de muestras inalteradas en sondeos con tomamuestras ( pared delgada de pistón fijo	XP P94-202
Toma de muestras con tomamuestras de pared gruesa ( estuche interior	XP P94-202
Toma de muestras a rotación con tubo tomamuestras simple (batería simple)	ASTM-D2113-99, XP P94-202
Toma de muestras a rotación con tubo tomamuestras dot (batería doble)	ASTM-D2113-99, XP P94-202
Toma de muestras a rotación con tubo tomamuestras triç (batería triple)	XP P94-202
Toma de muestras a rotación con tubo tomamuestras triç (batería triple) con extensión de pared delgada	XP P94-202
Ensayo de penetración y toma de muestras con penetrómetro de toma de muestras estándar (SPT)	UNE 103-800:1992
Prueba continua de penetración dinámica superpesada	UNE 103-801:1994
Toma de muestras de agua para análisis químico	Anejo 5 EHE

### Área de ensayos de laboratorio de geotecnia (GTL).

Definición.- Este área comprende los ensayos básicos de laboratorio necesarios para la identificación del terreno, la evaluación de las características de resistencia y deformabilidad, y los de agresividad del mismo, con aplicación al cálculo de las cimentaciones y estructuras de contención de edificios.

## Ensayos básicos y normas de aplicación

### Identificación y estado

Método de ensayo normalizado de clasificación de suelo	ASTM-D 2487/00
Preparación de muestra para los ensayos de suelos	UNE 103-100-95
Humedad de un suelo mediante secado en estufa	UNE 103-300-93
Granulometría de suelos por tamizado	UNE 103-101-95
Límite líquido por el método de la cuchara de Casagrande	UNE 103-103-94
Límite plástico	UNE 103-104-93
Densidad de un suelo. Método de la balanza hidrostática	UNE 103-301-94
Densidad relativa de las partículas de un suelo	UNE 103-302-94

### Resistencia y deformación

Ensayo de rotura a compresión simple en probetas de suelo	UNE 103-400-93
Ensayo para calcular la presión de hinchamiento de un suelo en el edómetro	UNE 103-602-96
Consolidación unidimensional de una muestra de terreno	UNE 103-405-94
Ensayo de hinchamiento libre en edómetro	UNE 103-601-96
Ensayo Lambe (índice de expansión y cambio potencial de volumen)	UNE 103-600-96
Ensayo de corte directo de suelos	UNE 103-401-98
Ensayo de colapso en suelos	NLT-254/99

### Agresividad de aguas y suelos

Contenido en materia orgánica, método del permanganato potásico UNE 103-204-93

Métodos de ensayo para determinar la agresividad de las aguas al hormigón. Anejo 5, de la EHE

- Valor de pH
- Residuo seco a 110°C
- Contenido en sulfatos.
- Contenido de magnesio (valoración complexométrica)
- Dióxido de carbono libre CO<sub>2</sub>
- Contenido de amonio NH<sub>4</sub>

Métodos de ensayo para determinar la agresividad de los suelos al hormigón Anejo 5, de la EHE

- Preparación de la muestra
- Contenido de sulfatos
- Acidez Bauman-Gully

## Ensayos complementarios y normas de aplicación

### Resistencia y deformación (rocas)

Resistencia a la compresión uniaxial	UNE 22950-1:1990
Resistencia a la tracción. Determinación indirecta (Ensayo Brasileño)	UNE 22959-2:1990
Determinación del modulo de elasticidad (Young) y del coeficiente de Poisson	UNE 22950-3:1990
Resistencia a la carga puntual	UNE 22950-5: 1996

## HISTORIAS GEOLÓGICAS DE UNA PARCELA

**José María Morales de Francisco**

GEOTÉCNICA DE ALLIRROZ, S.L.

c/Los Naranjos, 18 Bajo

35018 Las Palmas de Gran Canaria

josemaria@geotecnicadeallirroz.com

Los estudios geotécnicos se desarrollan dentro del incomparable marco geológico del Archipiélago Canario. El vulcanismo canario imprime una característica especial en la ejecución de los estudios geotécnicos, los cuales presentan una complejidad mayor que otros estudios llevados a cabo en la península.

El estudio geotécnico responde a la necesidad de conocer la resistencia y deformación de un sustrato ante las solicitaciones de la(s) estructura(s) que se va a proyectar. Los estudios geotécnicos se llevan a cabo tanto en obras lineales (carreteras, trasvases, puertos,...) como en edificación. Dentro de estos, los más habituales que se realizan en Canarias dada la enorme demanda, son sobre edificaciones.

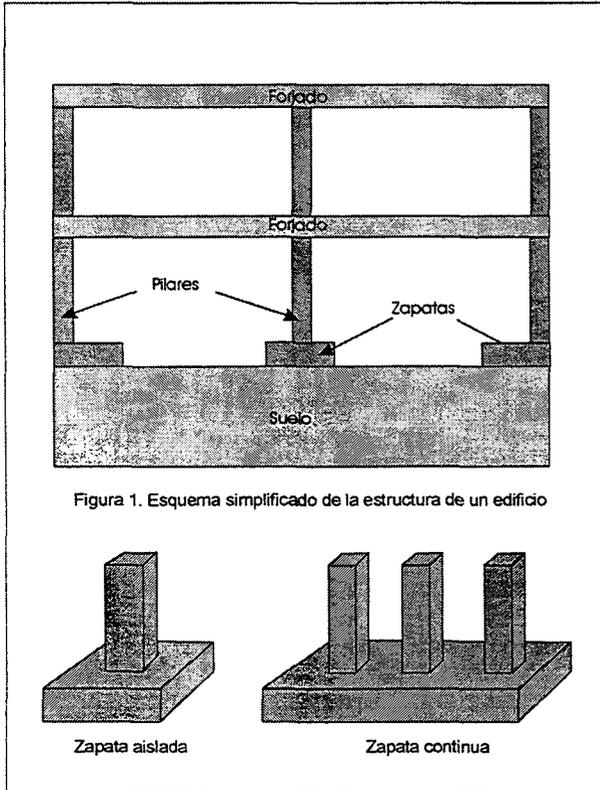
Las empresas dedicadas a la elaboración de los estudios geotécnicos, conocen la peculiaridad y variedad de los terrenos que existen en Canarias. Por esta razón, en la elaboración de un informe geotécnico, es necesario conocer de antemano la geología tanto regional como local para poder establecer las técnicas de investigación óptimas para lograr un estudio geotécnico acertado.

### 1) CONCEPTOS BÁSICOS

#### 1.1) La edificación

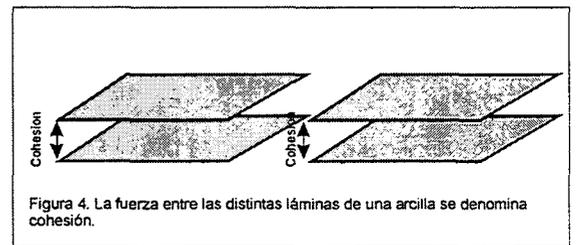
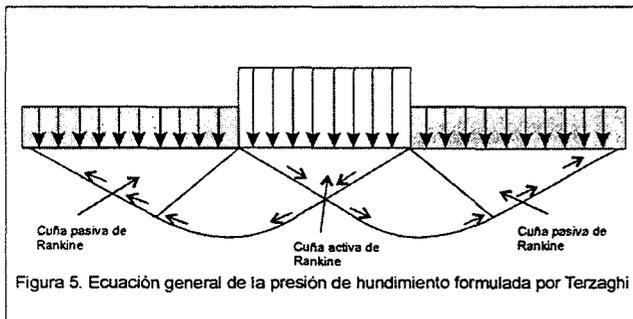
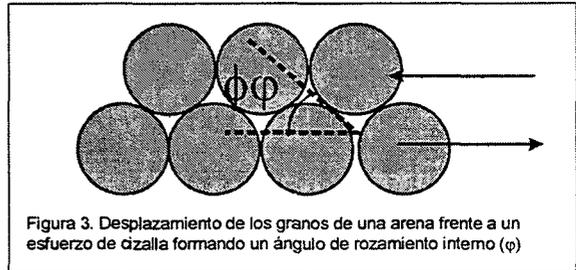
Los edificios, viviendas, inmuebles en general, se diseñan sobre un esqueleto constituido por una estructura que soporta una serie de cargas y pesos. Estas cargas se van distribuyendo de manera uniforme a través de los forjados y pilares. Los pilares soportan finalmente toda la carga la cuál es transmitida a unas terminaciones en los pilares que se denominan zapatas (Figura 1). Las zapatas son principalmente de dos tipos:

- discontinuas o aisladas. Cada pilar acaba en una zapata.
- continuas. Varios pilares descansan sobre una zapata.



$$\text{Presión (Kgf/cm}^2\text{)} = \frac{\text{Peso del Edificio (Kgf)}}{\text{Área de zapatas (cm}^2\text{)}}$$

Figura 2. Ecuación tradicional de la presión



Otro tipo de cimentaciones son muros de carga, placas o losas o pilotes pero son de uso menos frecuente.

Las zapatas apoyan sobre el terreno directamente distribuyendo así las cargas del edificio. De forma muy simplificada, se puede decir que el peso del edificio se divide por el área de las zapatas, siendo el resultado de esta división una presión (MPa, N/mm<sup>2</sup> ó kp/cm<sup>2</sup>). (Figura 2)

## 2) MECANICA DEL SUELO

### 2.1) Tipos de suelos

Los terrenos sobre los que se apoya una cimentación se pueden clasificar en geotecnia en sustratos rocosos y suelos. De forma general, se puede hablar que los suelos tienen

una menor resistencia con respecto a los materiales rocosos. Por esta razón, se va a hacer hincapié en los suelos dada su enorme importancia en el cálculo de la presión a través de la mecánica de suelos. Los suelos se pueden agrupar principalmente en:

- Gruesos (gravas y arenas). Tamaño mayor de 0,08 mm.

Los suelos gruesos se caracterizan por estar sus partículas constituidas por granos y cantos. Estas partículas no presentan unión física entre ellas y ante esfuerzos de cizalla se desplazan los granos unos sobre otros, con un ángulo conocido como *ángulo de rozamiento interno* (Figura 3). El ángulo de rozamiento define en buena parte las propiedades geotécnicas de gravas y arenas. Este tipo de suelos se conocen como suelos incoherentes (granulares).

- Finos (limos y arcillas). Tamaño menor de 0,08 mm.

Los finos en cambio, se subdividen en limos y arcillas en función de su plasticidad la cual debe ser hallada en laboratorio. En el caso de las arcillas las partículas que lo componen son generalmente planas, se unen unas con otras con enlaces iónicos. A la fuerza de unión entre estas partículas se le denomina *cohesión* y es la principal característica de toda arcilla (Figura 4). Estos suelos se denominan suelos coherentes (cohesivos).

### 3) PRESION DE HUNDIMIENTO Y ADMISIBLE

La Mecánica del Suelo moderna nació de los estudios desarrollados por *Karl Von Terzaghi* quien formuló su conocida ecuación general de la presión de hundimiento.

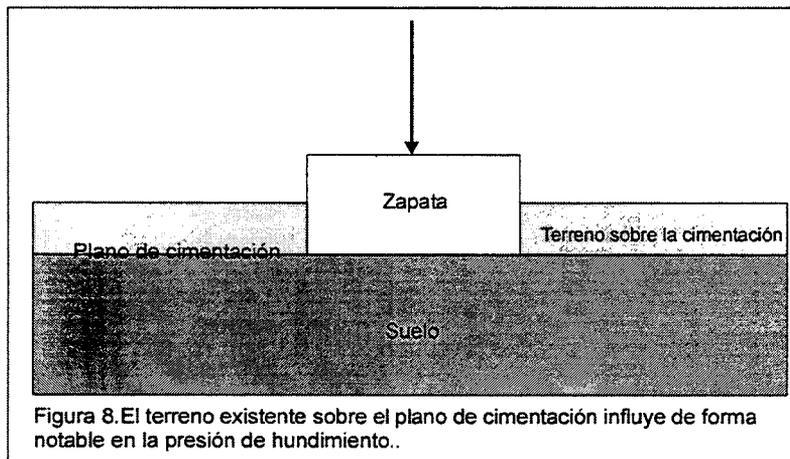
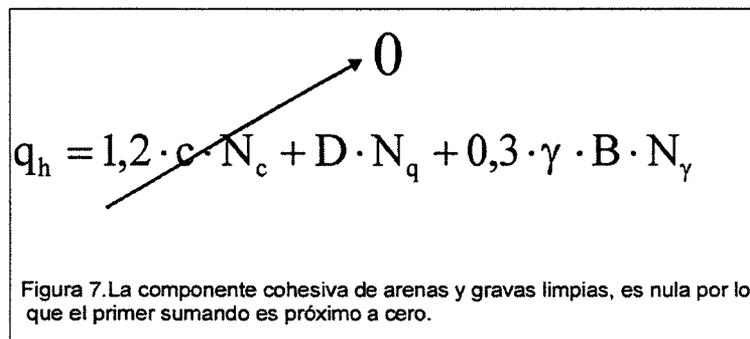
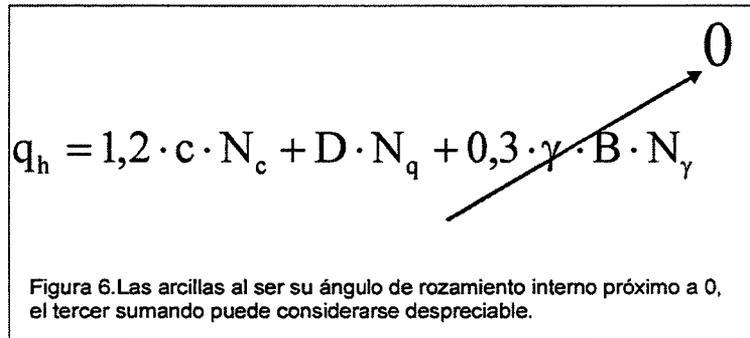
$$q_h = c \cdot N_c + D \cdot N_q + 0,5 \cdot \gamma \cdot B \cdot N_\gamma$$

Esta ecuación conocida como la *ecuación de las tres N*, muestra tres sumandos (Figura 5). En esta ecuación se relaciona el ángulo de rozamiento, la cohesión, la densidad del terreno bajo y sobre la cimentación.

El *primer sumando* (Figura 6), hace referencia a la componente *cohesiva* de un suelo. El máximo valor que alcanza este sumando se produce en las arcillas. En los casos de arcillas puras, la ecuación anula el tercer sumando al carecer de componente granular.

El *tercer sumando* (Figura 7), se refiere a los suelos de componente *granular*. El componente de rozamiento es sumamente importante por lo que en casos de arenas y gravas puras, el primer sumando se desprecia.

El *segundo sumando* (Figura 8), revela la presión que ejerce el terreno existente por encima del plano de la cimentación sobre la cuña pasiva de Rankine. Este sumando es independiente del sustrato existente bajo la cimentación.



Los casos intermedios, es decir, gravas arcillosas, arcillas arenosas y gravas arenosas utilizarían tanto el primer como el segundo sumando.

Los factores que controlan el comportamiento mecánico de un suelo hallados por Terzaghi no siempre pueden ser obtenidos de un suelo con la fiabilidad necesaria. Existen por tanto, incertidumbres lógicas en el conocimiento de estas variables y que hace necesario aplicar un factor de corrección para minimizar errores.

Entra en juego el conocido factor de seguridad. Este factor es un valor establecido que tradicionalmente se ha utilizado para dividir la presión de hundimiento y obtener un valor mucho menor de esta (Figura 9). De esta forma, ante la incertidumbre de ciertos parámetros, se recurre a una minoración del resultado. El nuevo valor obtenido es conocido como *presión o tensión admisible ó de trabajo*.

En resumen, calcular la presión de trabajo para una estructura no es solo conocer los parámetros que gobiernan un subsuelo, sino también, valorar el grado de incertidumbre del conocimiento del subsuelo.

#### 4) ASIENTOS

La presión que puede transmitir una estructura al terreno, no es el único parámetro necesario para llevar a cabo un buen informe geotécnico.

Hay que tener en cuenta, que la presión que puede transferir una estructura al sustrato puede llegar a deformarlo de tal forma, que llegue a producir una desorganización de la estructura (Figura 10).

El asiento se trata pues, de un hundimiento en la vertical del terreno bajo una cimentación. Existen dos tipos asientos:

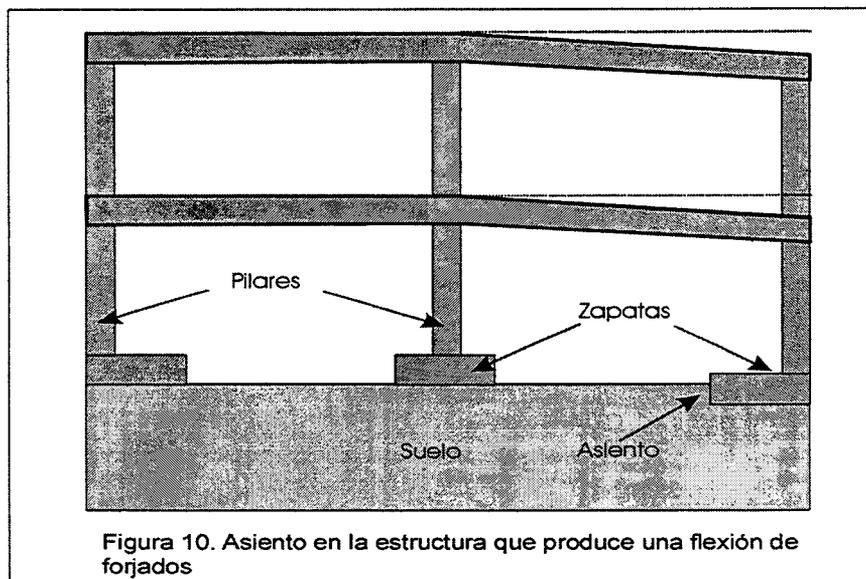
- Instantáneos. Este tipo de asientos se producen en el momento de la carga produciéndose de forma inmediata. Es típico de suelos granulares y rocas.
- Consolidación. Una vez se ha cargado la superficie, los asientos comienzan a producirse de forma continua en el tiempo hasta su finalización. Las arcillas por su baja permeabilidad pueden producir este tipo de asientos.

El cálculo de los asientos presenta una variada y compleja metodología en función del tipo de suelo. Normalmente en suelos granulares son preferibles los métodos elásticos mientras que en suelos cohesivos los métodos de consolidación propuestos por Terzaghi son ampliamente aceptados.

Es muy importante tener en cuenta que para efectuar un correcto cálculo de asiento, es imprescindible conocer la presión de trabajo previamente calculada. Si el asiento no es admisible, entonces se llevará a cabo una reducción de la presión de trabajo hasta alcanzar un valor de asiento admisible. En caso de ser admisible el asiento, la tensión de trabajo es válida.

$$Lq_{Ladm} = \frac{Lq_{Lhundimiento}}{FS}$$

Figura 9. El Factor de Seguridad da un valor al grado de incertidumbre del conocimiento de los parámetros que gobiernan el subsuelo



## 5) CONCLUSIONES

La elaboración de un informe geotécnico debe contener al menos la recomendación sobre la presión admisible del terreno para la estructura a proyectar así como los asentamientos previsibles que puedan producirse.

El técnico encargado de la elaboración del informe geotécnico debe conocer en primera instancia, la geología regional (mapas geológicos, cartografía, fotografía aérea,...) y seguir con un reconocimiento geológico local (afloramientos, bibliografía, otros estudios). Una vez conocida la geología que gobierna el sustrato de una futura estructura, se debe llevar a cabo un reconocimiento de detalle (calicatas, sondeos, D.P.S.H.,....). De esta manera, se podrán extraer todos los parámetros geotécnicos necesarios para el cálculo ya que se conoce la geología.

La experiencia ha demostrado ampliamente, que obtener los parámetros geotécnicos directamente del terreno eludiendo un conocimiento geológico regional y local es, a todas

lucos, comprometido. Numerosos informes geotécnicos en el Archipiélago Canario se han mal logrado por obviar la geología regional y local interpretando directamente de sondeos. Una vez más, se demuestra, que el conocimiento en la ciencia, se logra del desde la macroescala a microescala sin sortear los pasos intermedios.