



## MORFOLOGÍA DE PERFILES LONGITUDINALES Y TASAS DE INCISIÓN - ELEVACIÓN EN EL SECTOR NORTE DE LA ISLA DE GRAN CANARIA (ESPAÑA)

*Longitudinal profiles morphology and incision - uplift rates in the Northern Sector of Gran Canaria Island (Spain)*

I. Menéndez González<sup>(1)</sup>; M. Martín Betancur<sup>(2)</sup> & P.G. Silva<sup>(3)</sup>

(1) *Departamento de Física, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario Tafira Baja (35017) Las Palmas de Gran Canaria.*

*imenendez@dfis.ulpgc.es*

(2) *Departamento de Cartografía y Expresión Gráfica en Ingeniería, Edificio Ingenierías, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus Universitario Tafira Baja (35017) Las Palmas de Gran Canaria*

(3) *Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Escuela Politécnica Superior de Ávila, c/ Santo Tomás s/n. 05003 Avila*

**Resumen:** El análisis digital de los perfiles longitudinales de los barrancos del sector Norte de la isla de Gran Canaria ha permitido su caracterización geométrica y la evaluación de las tasas de incisión asociadas. Se registraron 48 cuencas, la mayoría perfiles rectos (lineales) o ligeramente cóncavo-convexos, afectados por escalones erosivos (knick-points) puntuales pero marcados. Esta tipología de perfiles es similar a la de otras islas volcánicas (p.ej. Hawai) y no pueden ser únicamente explicadas por la correlación entre erosión y stream-power. Hay que considerar también el rebaje por propagación de escalones debidos a descensos (relativos) del nivel de base y/u ocurrencia de grandes movimientos en masa en las cuencas. Las tasas de incisión incrementan de W a E, lo cual podría reflejar una elevación diferencial del cuadrante NE respecto al NW. La mayor pluviometría del sector NNE y el efecto flexural litosférico por "sobrecarga isostática" de Tenerife, podrían justificar esta tendencia.

**Palabras clave:** Perfiles longitudinales, barrancos, tasas de incisión, elevación, Gran Canaria, Islas Canarias

**Abstract:** Analysis of digital elevation data of stream channels (barrancos) incised into dated volcanic materials of the Gran Canaria Island (Canary Islands, Atlantic Ocean) permit to define the geometric parameters of their longitudinal profiles, to evaluate well-constrained incision rates, and to relate incision rates to uplift rates. The study covers the NE and NW quadrants of the island and a total amount of 48 drainage basins have been analysed. Most of the channels show a characteristic straight (linear) to weakly convex/concave long-profile, punctuated by steep knickpoint occurrence. These are similar to those occurring in other volcanic islands (i.e. Hawai) and they do not respond to the classical stream-power dependent erosion law, but to step-wise lowering caused by knickpoint propagation related to relative base-level changes or large mass-wasting processes within the drainage basins. Rates may vary from ca. 0.05 – 0.2 mm/yr (long-term rates) to ca. 3.3 – 4.5 mm/yr (short-term). However the case, data show that differential incision occurs throughout the Northern sector of the island, displaying an overall trend of increasing rates from NW to NE operating in all stream channels length categories. These values of incision can be translated to qualitative uplift, indicating the occurrence to major uplift in the NE sector of the island than in the NE-E one. The highest precipitations (major potential of denudation) over the NNE zone of the island might facilitate this tendency. However the flexural effect related to the differential isostatic overloading imposed on the lithosphere by the larger Tenerife Island (SW of Gran Canaria) must also be considered.

**Key-words:** longitudinal profiles, barrancos, incision rates, uplift, Gran Canaria, Canary Islands



I. Menéndez González, M. Martín Betancur & P.G. Silva (2004) Morfología de perfiles longitudinales, tasas de incisión, y elevación en el sector Norte de la isla de Gran Canaria (España). *Rev. C. & G.*, 18 (3-4), 15-27.

## 1. Introducción

Las diferencias morfológicas de los perfiles longitudinales de los cursos fluviales se pueden interpretar como el resultado del balance entre las tasas de incisión fluvial y las de elevación litosférica, ya sea esta última de origen tectónico y/o isostático. Hovius (2000) teniendo en cuenta las tasas de elevación y las tasas de precipitación media anuales (como indicador, o índice, de denudación), desarrolla un modelo en el que diferencia la siguiente tipología de perfiles longitudinales. Los perfiles regulares y cóncavos (tipo A) representan el equilibrio a largo plazo entre las tasas de elevación y de incisión ( $u \approx i$ ), pero que en cualquier caso, las tasas de incisión superan a las de elevación. Estos perfiles se encuentran representados por los desarrollados en las Cordilleras Centrales de Taiwan. Los perfiles cóncavo-convexos (tipo B) presentan escalones de erosión en los tramos medios de los perfiles, marcando una preponderancia a largo plazo de las tasas de incisión sobre las de elevación ( $u < i$ ). Ejemplo de éstos son los desarrollados en los Alpes Meridionales de Nueva Zelanda. Los perfiles de geometría convexa (tipo C), originados por el exceso de las tasas de elevación sobre la de incisión ( $u \gg i$ ). Ejemplo de éstos son los desarrollados en la zona occidental de los Himalayas en Kirgistan. Por último, diferencia los típicos perfiles gradados (graduales, tipo F) cuya morfología está muy próxima al teórico perfil de equilibrio de un río, cuyo desarrollo es netamente erosivo ( $u \ll i$ ) representándolos por los desarrollados en cordilleras más antiguas como los Apeninos italianos.

A esta tipología de perfiles que caracterizan el comportamiento de elevación-erosión de grandes cordilleras activas (Hovius, 2000) habría que unir los perfiles de carácter lineal, ligeramente cóncavo-convexos (tipo L), característicos en la evolución geomorfológica de islas volcánicas. Estos, analizados y caracterizados por Seidl *et al.* (1994; 1997) en la Isla Hawaiana de Kauai (la más antigua del archipiélago), muestran que en su evolución más reciente ha operado un fino balance entre las tasas de incisión y elevación. En último término, estos perfiles longitudinales pueden mostrar el desarrollo de escalones de erosión de mayor o menor importancia (como en el tipo B). Aparte del factor lito-estructural, que puede suponer la existencia de formaciones volcánicas y/o intrusiones de diques de distinta

competencia ante la erosión, dos importantes mecanismos permiten la generación y posterior propagación de dichos escalones aguas arriba de los cursos fluviales: descensos relativos del nivel de base de los barrancos y desarrollo de importantes procesos de movimientos en masa (deslizamientos) en el interior de los valles (Seidl *et al.*, 1994).

Aparte de los cambios del nivel del mar, homogéneos para toda la isla y/o archipiélago, los descensos relativos del nivel de base de los barrancos están normalmente relacionados con comportamientos flexurales de la litosfera. La construcción de las islas volcánicas introduce sobrecargas puntuales en la litosfera, provocando su flexura. Datos de sísmica de refracción obtenidos en las Canarias (Watts *et al.*, 1997) muestran que, debido al peso del material volcánico que configuran las islas, la litosfera oceánica se ha hundido unos 2-3 km en el entorno de, fundamentalmente, Tenerife formando un gran surco sedimentario ("flexural moat") entorno a ella. Estos surcos sedimentarios se rellenan con los materiales que provienen del desmantelamiento erosivo (fluvial y gravitatorio) de las islas. La denudación de material volcánico, supone un alivio de carga sobre la isla, que se traduce en procesos de elevación isostática, que a su vez retroalimentan los procesos de incisión fluvial (Watts, 2000). A parte de este comportamiento individual de cada uno de los componentes del archipiélago, el surco de Tenerife (la componente más masiva) interfiere con las demás islas. Así pues, suponiendo una misma historia climática y de cambios del nivel del mar para el conjunto de la isla, las variaciones de las tasas de incisión estarán controladas por la existencia de procesos de elevación diferencial, así como por variaciones espaciales de la precipitación debido a efectos orográficos.

El presente trabajo, propone una caracterización de la geometría de los perfiles longitudinales de los barrancos del sector Norte de la Isla de Gran Canaria, así como la cuantificación y análisis de las tasas de incisión en este mismo sector y su posible relación con procesos de elevación flexurales.

## 2. Contexto Geológico y Geomorfológico

La isla de Gran Canaria se encuentra localizada aproximadamente en el centro de la cadena volcánica Canaria instalada sobre fondos oceánicos pró-

ximos al talud continental africano (Fig. 1). Posee una morfología circular de unos 45 km de diámetro medio abarcando una superficie total de 1532 km<sup>2</sup>. El punto de mayor cota (1949 m) se sitúa en aproximadamente el centro de la isla (el Pico de las Nieves), lo que genera una densa red de barrancos radial, fuertemente encajada (Fig. 1), con elevadas pendientes, entre 30-90% en el 56% de la superficie de la Isla (Sánchez *et al.*, 1995).

En la construcción de los barrancos, los procesos de erosión fluvial y gravitatorios (Lomoschitz & Corominas, 1997) impulsados por el vulcanismo, han jugado un papel preponderante. En su estado actual, Gran Canaria puede clasificarse como la típica isla volcánica, en fase de actividad de rejuvenecimiento (Pérez-Torrado, 2000; Carracedo *et al.*, 2002). Este concepto hace referencia a su posición y estado evolutivo volcánico respecto al teórico punto caliente que ha generado el conjunto de la cadena volcánica canaria (Carracedo *et al.*, 2002). Este, actualmente se

encuentra situado bajo las islas del Hierro (1,12 Ma BP) y La Palma (1,77 Ma BP) que se encuentran en estado juvenil de crecimiento. Tenerife (11,6 Ma BP) situada mas al Este probablemente se encuentra en fase de culminación de volcán en escudo (El Teide). La Gomera (<12,0 Ma BP) se encuentra en la fase de reposo. Finalmente, las islas de Gran Canaria (14,5 Ma BP), Fuerteventura (20,6 Ma BP) y Lanzarote (15,5 Ma BP) se encuentran en la mencionada fase de rejuvenecimiento volcánico. La actividad más reciente en estas islas son las erupciones de Timanfaya en 1730-1736 AD y 1824 AD en la Isla de Lanzarote. En Gran Canaria el vulcanismo más reciente se ciñe al sector NE de la isla, con una importante actividad fisural durante el Holoceno, como por ejemplo el complejo volcánico de Montañón Negro y Hondo de Fagagesto (Mangas *et al.*, 2002).

Así pues, Gran Canaria, la más joven del grupo de islas antiguas (Canarias orientales) ha pasado por diferentes estados evolutivos que con-

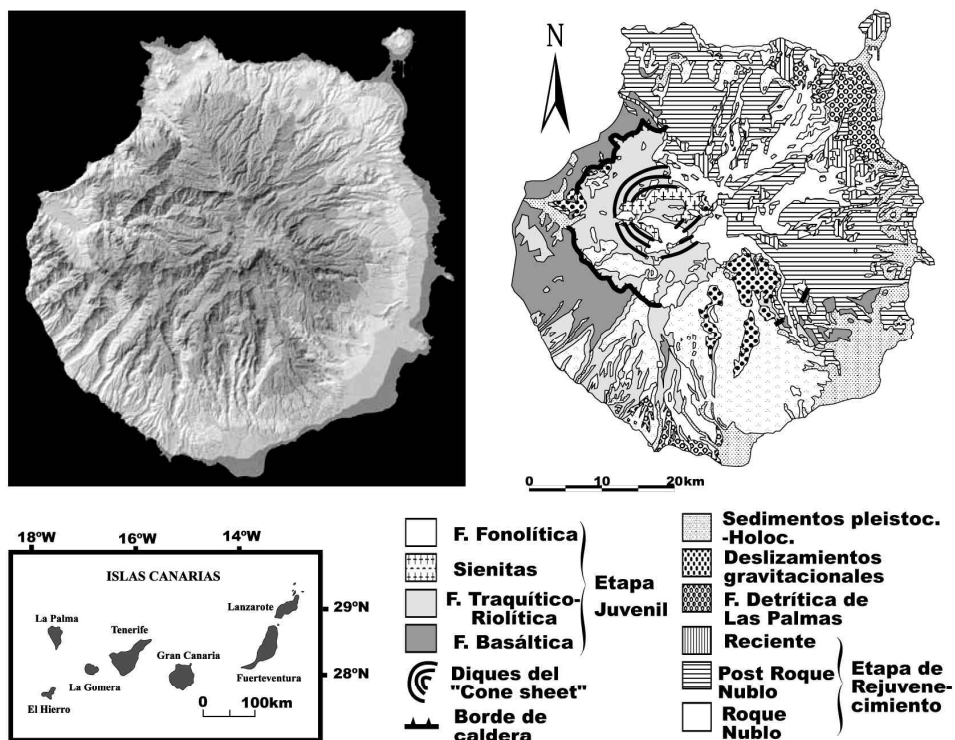


Figura 1. Topografía, geología y localización de la Isla de Gran Canaria. En el MDT de la isla (GRAFCAN) se observan las principales características geomorfológicas (erosivas y volcánicas). El esquema geológico se ha tomado de Pérez-Torrado (2001).  
 Figure 1. Topography, geology and geographical location of the Gran Canaria island. The DEM of the island (GRAFCAN) illustrates the main volcanic and erosional features. The simplified geological map came from Pérez-Torrado (2001).

figuran y se integran en su topografía actual (Pérez-Torrado, 2000; Carracedo *et al.*, 2002). El primer vulcanismo subaéreo corresponde con la fase de construcción del volcán en escudo (14,5-14,0 Ma BP) cuyas vertientes muy degradadas ocupan el contorno litoral del sector occidental de la isla (desde Mogán hasta Agaete). Posteriormente, se generó una importante caldera de colapso (14,1 Ma BP). La subsiguiente actividad de resurgencia caldérica (~14 -8,3 Ma BP) produjo grandes volúmenes de materiales diferenciados (traquitas, riolitas y fonolitas) emitidos mediante mecanismos altamente explosivos, así como una importante actividad intrusiva ("cone sheet", sienitas). Finalizada esta fase, durante un periodo de unos 3 Ma (8,3-5,5 Ma BP), la isla entra en un periodo de inactividad volcánica, durante la que se genera la primera red de barrancos radiales antecesores de los actuales, cuya topografía condicionó la distribución de la subsecuente actividad volcánica y erosiva (Schmincke, 1993). De hecho, la geomorfología del Sector S-SW de la isla (Los Tableros) data de este primer episodio erosivo, ya que la actividad volcánica posterior se ha concentrado fundamentalmente en el sector N-NE. Tras este episodio de inactividad se desarrolla el edificio estratovolcánico de Roque Nublo (5,5-3,0 Ma BP) cuyas coladas basálticas basales fluyen y rellenan parcialmente los barrancos del sector N-NE de la isla (Fig. 1) llegando eventualmente al mar donde desarrollan importantes frentes de pillow-lavas por encima de los depósitos detríticos (Miembro Inferior de la Formación Detrítica de las Palmas) correspondientes al periodo erosivo anterior (Pérez-Torrado *et al.*, 2002). En las fases finales la actividad explosiva de este estratovolcán produce brechas volcánicas de tipo ignimbrítico que terminan por rellenar los antiguos barrancos e incluso recubren (fossilizan) la antigua topografía del sector N-NE. Coetánea, con la fases finales de actividad de Roque Nublo (ca. 3,0 Ma) comienza la actividad volcánica fisural que se continúa hasta la actividad siguiente. Esta produce numerosos conos estrombolianos a lo largo de una línea de rift que atraviesa la isla de NE a SW por su parte central, y que vierten sus productos hacia el Norte (Fig. 1), donde cubren extensas áreas (Carracedo *et al.*, 2002). El periodo de mayor actividad fisural finalizó hace unos 1,7 -1,8 Ma BP (Leitz &

Schmincke, 1975; McDougall & Schmincke, 1976; Barcells, *et al.*, 1992) y es en superficies de esta edad donde se encajan la mayoría de los barrancos actuales objeto del presente estudio. En ocasiones la actividad más reciente (< 15.000 años BP) discurren por el fondo de los barrancos (Tabla 1) alcanzando potencias de hasta 30m, como es el caso de las coladas de Bandama (Hansen, 1993), o de entorno a los 10-17m como en el caso de las de Montañón Negro y Hondo de Fagagesto (Mangas *et al.*, 2002).

De esta forma el área de estudio se configura como la zona de relieve mas joven de la isla, fuertemente incidida por la red de barrancos, con encajamientos máximos que normalmente superan los 200 m (Tabla 1), y cuyas divisorias se instalan preferentemente sobre lavas básicas generados en las últimas fases del periodo de mayor actividad del episodio fisural (1,7-1,8 Ma BP). En algunas ocasiones los relieves más altos situados en divisoria responden a antiguas laderas del Edificio Roque Nublo (Plioceno), e incluso localmente (Moya, Pagador, Azuaje) a las correspondientes al antiguo edificio volcánico fonolítico (Mioceno). No obstante, estas responden a anteriores etapas erosivas de la isla y sus cotas no se han computado en el presente estudio.

La mayor densidad de barrancos en el sector N-NE de la isla (Fig. 1) puede estar también condicionada por el denominado efecto orográfico de las precipitaciones que, como en el resto del archipiélago, condicionan unas vertientes septentrionales más "húmedas" que las meridionales. El archipiélago Canario se encuentra bajo la influencia de los alisios, de componente N-NE (Marzol, 1988), que marcan la diferencia entre la zona Norte, templada y húmeda, y la Sur, cálida y seca. Así mientras que las cabeceras de los barrancos en la vertiente norte reciben precipitaciones medias de entre 1000-800 mm a<sup>-1</sup> (Fig. 2), los de la vertiente Sur raramente superan los 600 mm a<sup>-1</sup>. A su vez, también existe una marcada gradación climática en altitud (Fig. 1). Así, las precipitaciones aumentan progresivamente desde las zonas bajas de costa, que son secas y de clima semiárido (precipitaciones < 250 mm a<sup>-1</sup>), a las zonas de cumbres que son húmedas y más frías (precipitaciones > 800 mm a<sup>-1</sup>). La zona intermedia, de medianías, posee características de clima templado con precipitaciones intermedias (Marzol, 1988: ver Fig. 2).

Tabla 1. Descripción y tasas de elevación de los barrancos mayores de 3 km. <sup>(1)</sup> Barcells *et al.*, 1990a; <sup>(2)</sup> Mangas *et al.*, 2002; <sup>(3)</sup> Leitz & Schmincke, (1975); <sup>(4)</sup> Barcells *et al.*, 1990b; <sup>(5)</sup> Barcells *et al.*, 1990c; <sup>(6)</sup> Hansen, 1993; \* Valores obtenidos a partir de coladas de fondo del barranco.

Table 1. Description and incision rates of the analysed streams (up to 3 km length). <sup>(1)</sup> ITGE, 1990a; <sup>(2)</sup> Mangas *et al.*, 2002; <sup>(3)</sup> Leitz & Schmincke, (1975); <sup>(4)</sup> ITGE, 1990b; <sup>(5)</sup> ITGE, 1990c; <sup>(6)</sup> Hansen, 1993; \* Data obtained from recent valley-floor lava-flows.

Barrancos (de W a E)	Long. (km)	Categoría	Tipo Perf	Cota máx. (m)	Material más moderno intersectado en divisoria o thalweg*	Edad (ka)	Incisión (m)	Tasas de incisión (mm a <sup>-1</sup> )	Tasas de incisión corregidas (mm a <sup>-1</sup> )
1. Cuervo	2,7	corto	A	638	Depósitos deslizados.	3200 ±300 <sup>1</sup>	211	0,066 ±0,006	0,52±0,02
2. Risco	7,0	corto	B	1200	Depósitos deslizados	3200 ±300 <sup>1</sup>	217	0,068 ±0,006	0,53±0,02
3. Guayedra	4,6	corto	B	1239	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	272	0,151±0,006	1,02±0,09
4. Agaete	11,5	largo	B	1689	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	158	0,088±0,034	0,59±0,2
					Colada Fagagesto*	2,21±0,06 <sup>2</sup>	10	4,53 ±0,13	3,88
5. Juncal	6,5	corto	A	595	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	78	0,043 ±0,016	0,29±0,11
6. Mojones	4,4	corto	A	415	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	88	0,049 ±0,019	0,33±0,11
7. Draguillo	3,9	corto	A-L	307	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	71	0,039 ±0,015	0,26±0,09
8. Galdar	17,4	largo	A-L	1111	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	198	0,110 ±0,042	0,74±0,25
9. Río	3,0	corto	L-C	320	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	84	0,047 ±0,018	0,32±0,11
10. SanFelipe	8,7	corto	L-C	817	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	213	0,118 ±0,045	0,80±0,27
11. Moya	17,4	largo	L	1685	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	201	0,112±0,004	0,76±0,08
					Colada N Montañón*	2,83±0,06 <sup>2</sup>	10	3,36±0,10	4,61
12. Pagador	10,9	largo	L-C	840	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	124	0,069 ±0,026	0,46±0,15
13. Azuaje	19,6	muy largo	A Puro	1587	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	270	0,15±0,06	1,01±0,36
					Colada E Montañón*	2,97±0,07 <sup>2</sup>	10	3,37±0,08	4,44
14. Tarajal	6,7	corto	L	591	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	88	0,049 ±0,019	0,33±0,11
15. Palmitos	6,8	corto	L	398	Colada Volcán Arucas	300 <sup>4</sup>	90	0,3	1,28
16. Cardones	12,3	largo	L	710	Colada Volcán Cardones	500 <sup>3</sup>	122	0,24	1,19
17. Pta.Arucas	4,5	corto	C	215	Colada Volcán Arucas	500 <sup>3</sup>	87	0,17	0,85
18. Tenoya	26,7	muy largo	A	1606	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	245	0,136 ±0,052	0,92±0,30
19. Tamaraceite	19,5	muy largo	A	825	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	170	0,094 ±0,010	0,64±0,08
20. San Lazaro	5,5	corto	C	213	Formación Detrítica de Las Palmas	3200 ±300 <sup>5</sup>	51	0,016 ±0,014	0,12±0,09
21. Guiniguada	28,1	muy largo	A	1796	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	200	0,111 ±0,069	0,75±0,46
					Coladas Bandama	15 <sup>6</sup>	30	2,0	3,99
22. Gonzalo	4,6	corto	L	280	Formación Detrítica de Las Palmas	3200 ±300 <sup>5</sup>	141	0,044 ±0,004	0,34±0,017
23. Sabinal	5,3	corto	L-C	334	Formación Detrítica de Las Palmas	3200 ±300 <sup>5</sup>	112	0,035 ±0,003	0,27±0,028
24. Goteras	16,9	largo	A-L	940	Coladas básicas	1800 ±1100 <sup>1</sup>	207	0,115 ±0,044	0,78±0,30

### 3. Material y Métodos

A partir de la cartografía digital de la Isla de Gran Canaria, escala 1:5.000 (GRAFCAN, 1996) se han diferenciado las 48 cuencas de drenaje que integran su sector Norte (Fig. 2). Las longitudes de los barrancos correspondientes se encuentran entre los 300m y los 30 km (Bco. Guiniguada). Tan solo 10 superan los 10 km y de ellos sólo dos poseen más de 25 km (Tabla 1). No obstante, para el análisis de las tasas de incisión se han considerado aquellos barrancos cuya longitud superaba los 2 km. Cuencas de menor longitud pueden no ser representativas, ya que condicionantes litoestructurales y/o microclimáticos locales (sus cabeceras no alcanzan las medianías de la isla) pueden haber condicionado más su morfología que la propia historia de erosión y elevación reciente de la isla.

Una vez obtenidas las cuencas de drenaje, se trataron individualmente con el fin de extraer los

perfiles longitudinales de thalweg de los barrancos. También se generaron los correspondientes perfiles de divisoria usando programas específicos. Mediante el programa TauDEM (Terrain Analysis Using Digital Elevation Model: Tarboton, 2002) se construyó una capa (superficie) que recubre virtualmente todas las cuencas y subcuencas, tomándose como referencia las líneas de divisoria de las cuencas y subcuencas (Fig. 3). Esto nos proporciona un “datum” de referencia que, en ausencia de otros indicadores más válidos, supone una estimación aproximada de la superficie de pre-encajamiento de los barrancos. A partir de la proyección en vertical de la línea de thalweg sobre esta superficie, se generó el perfil de divisoria. Las ventajas de este perfil de divisoria son la obtención de: (1) una longitud equivalente para el thalweg y la divisoria de la cuenca; (2) una divisoria promedio de las dos definidas en cada cuenca (en su representación bidimensional); y (3) el registro de la entrada

de los tributarios de las subcuencas, representados por los descensos repetidos de la línea de divisoria, en las confluencias de las subcuencas. Aunque, como puntualizan Brocklehurst & Whipple (2002), este tipo de superficies no pueden considerarse las auténticas ancestras superficies divisorias, sí que generan una imagen de la estructura del relieve en cada una de las cuencas que nos servirá a efectos comparativos para ver cómo ha progresado la erosión en cada una de las cuencas analizadas. La diferencia entre la línea de thalweg y la divisoria promedio generada nos ofrece información relevante sobre el modo de encajamiento de los barrancos, así como de la cantidad relativa (en dos dimensiones) de material removilizado. Extraídos los perfiles, se seleccionaron los más representativos y se realizaron los cortes geológicos en función de la cartografía geológica a 1:25.000 de la isla (Barcells *et al.*, 1990a-d). Posteriormente los perfiles seleccionados fueron revisados sobre el terreno con el fin de comprobar la naturaleza de los distintos escalones y “knickpoints” que se observaban,

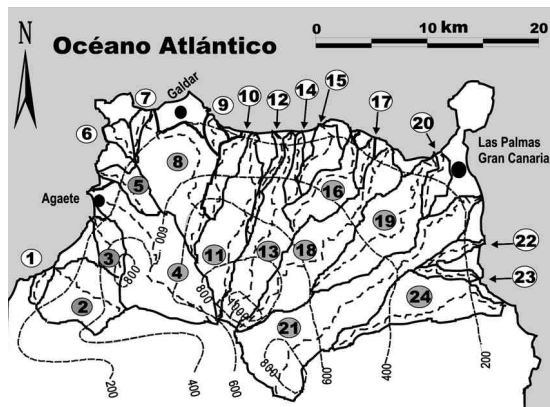


Figura 2. Esquema hidrológico de sector Norte de Gran Canaria mostrando la estructura de las cuencas de drenaje de los barrancos analizados. La numeración de los barrancos corresponde a la que aparece en la Tabla 1. Aquellos que aparecen en sombreado corresponden a los barrancos largos y muy largos. Línea continua: divisorias; Línea discontinua: líneas de thalweg de los barrancos. También se incluyen las isoyetas de las precipitaciones anuales ( $\text{mm a}^{-1}$ ) según datos de Marzol (1988).  
 Figure 2. Hydrological sketch of the Northern sector of Gran Canaria showing the drainage structuration of the studied stream valleys. Numeration of the different drainage basins corresponds to that listed in table 1. Shaded numbers indicate long to very long streams. Solid line: ridge-lines; dotted lines: thalwegs. Also are indicated the isohyets of mean annual precipitation values ( $\text{mm a}^{-1}$ ) from Marzol (1988).

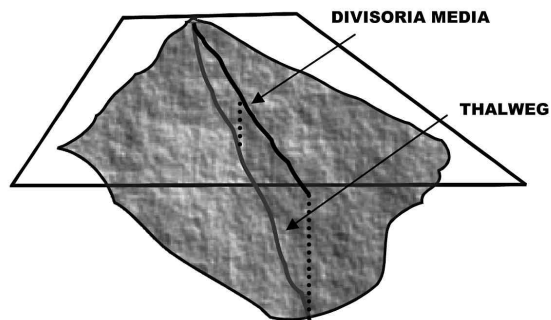


Figura 3. Representación de la divisoria media mediante la intersección de la proyección de la línea de thalweg en la superficie (capa) “pre-incisión” generada, mediante la utilización del programa TauDEM (Tarborton, 2002)

Figure 3. Representation of the mean ridge-line generated by means of the projection of the thalweg line onto the interpolated smoothed surface generated from the isolated ridge-lines of the basin by the TauDEM program (Tarborton, 2002), representing the theoretical “pre-incision” surface.

registrando sus posiciones mediante GPS. También se chequearon sobre el terreno los escalones más significativos de los perfiles longitudinales seleccionados. El mismo procedimiento se siguió para la comprobación de las potencias de las coladas de fondo de valle, y características de los procesos de encajamiento reciente asociados a ellas.

#### 4. Tipología de los perfiles longitudinales

Los 48 barrancos analizados en la mitad Norte de la Isla, pueden subdividirse en 5 categorías atendiendo a su longitud (Tabla 1). Así hemos diferenciado barrancos muy largos que superan los 20 km de recorrido, cuyas cabeceras acceden a la zona de cumbres (más húmeda) por encima de los 1600 m de altitud, con precipitaciones superiores a los 600  $\text{mm a}^{-1}$  en todos los casos (Fig. 2). Sólo los barrancos de Moya (11), Azuaje (13) y Tenoya (18), situados en la vertiente norte de la isla acceden a precipitaciones superiores a los 1000  $\text{mm a}^{-1}$ . No obstante, el barranco de mayor desarrollo (Guiniguada, 21), se encuentra situado en la vertiente oriental de la isla con 28,9 km de longitud y un desnivel de 1861 m. Los barrancos largos, poseen recorridos entre 10 y 20 km y sus cabeceras acceden a zonas de precipitación moderada de las medianías de la isla situadas a cotas entre 800-1500 m, con precipitaciones entre 600 y 400  $\text{mm a}^{-1}$  (Fig. 2). Los

barrancos cortos con recorridos comprendidos entre 9 y 3 km, cuyas cabeceras acceden a la zona más baja de las medianías de la isla, entre 800 y 300 m de altitud, con precipitaciones todavía ya exiguas entre 400 y 200 mm a<sup>-1</sup>. Por último, los de menor recorrido (<3 km), son los más numerosos. Representan cuencas vertientes directas, fuertemente encajadas y pobremente jerarquizadas, que se insertan entre los de mayor recorrido (Fig. 2). Sus cabeceras se instalan directamente sobre la zona más baja y seca de la isla, por debajo de los 300 m, captando tan sólo precipitaciones inferiores a los 200 mm a<sup>-1</sup> y funcionando el sistema fluvial únicamente de manera torrencial. No obstante hay que aclarar que, salvo alguno de los barrancos muy largos, prácticamente todos los barrancos funcionan como cuencas vertientes directas de carácter torrencial, en las que los movimientos en masa funcionan como agentes geomorfológicos muy significativos (i.e. Lomoschitz & Corominas, 1997). Cada uno de estos grupos de barrancos nos ofrece diferente información sobre el balance entre los procesos erosivos y de elevación que han configurado la isla durante su evolución cuaternaria (últimos 1,7 Ma).

La geometría típica de los perfiles longitudinales es la correspondiente a perfiles de una fuerte tendencia rectilínea ligeramente cóncavos o convexos (según los casos), similares a los descritos por Seidl *et al.*, (1993) en el archipiélago Hawaiano (Fig. 4). Esta geometría es la dominante en los

barrancos de largo, corto y muy corto recorrido, en estos últimos, casi exclusiva. Son perfiles cuya geometría se aproximaría más a una regresión lineal que a una exponencial o logarítmica, y que nosotros hemos denominado “tipo L” o “tipo L<sub>A</sub>” cuando la concavidad del perfil es manifiesta (Fig. 4). En estos dos tipos, la tendencia lineal de los perfiles refleja la existencia de un balance muy equilibrado entre tasas de erosión y elevación (u<sup>a</sup> i). Por el contrario en los barrancos de largo recorrido (> 15 km) los perfiles más típicos son los de tipo A (regulares y suavemente cóncavos), que dentro del Modelo de Hovius (2000) representan las geometrías que indican el equilibrio a (más) largo plazo entre las tasas de elevación y de incisión. No obstante en los perfiles de Agaete (4), Galdar (8) y Moya (11) se observa un claro desdoblamiento del perfil longitudinal con tramos superiores de menor pendiente articulados mediante un importante escalón erosivo con tramos inferiores de menor pendiente (Fig. 5). Éstos, sin duda, representan el proceso de captura por erosión remontante de los antiguos paleovalles relacionados con la erosión del primitivo estratovolcán, e incluso de los instalados en la Caldera de Tejeda, por los valles del ciclo erosivo actual. En otras ocasiones, existen importantes escalones (10-15 m de desnivel) en las zonas terminales (no costeras) de los perfiles longitudinales. En la mayor parte de los casos representan los valores de encajamiento reciente (por erosión remon-

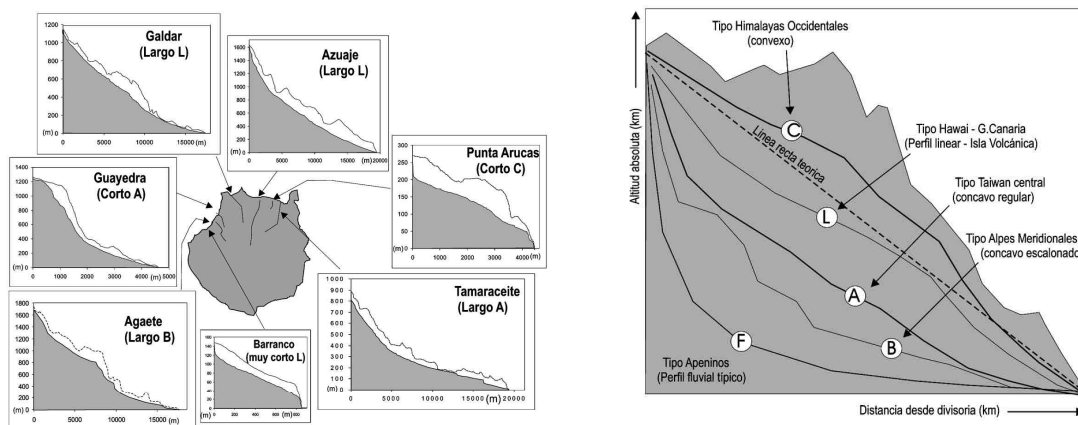


Figura 4. Modelo de perfiles longitudinales genéricos atendiendo a las relaciones entre tasas de elevación e incisión (modificado de Hovius, 2000). Se añade un nuevo tipo de perfil lineal (L) descrito por Seidl *et al.* (1997) en el archipiélago Hawaiano y también representativo de Gran Canaria en el presente estudio.

Figure 4. Model of longitudinal profiles of streams in relation to the uplift (u)-incision (i) ratios (after Hovius, 2000). A new type of linear profile (L) described in the Hawaiian archipelago (Seidl *et al.*, 1997) and in the present study has been included.

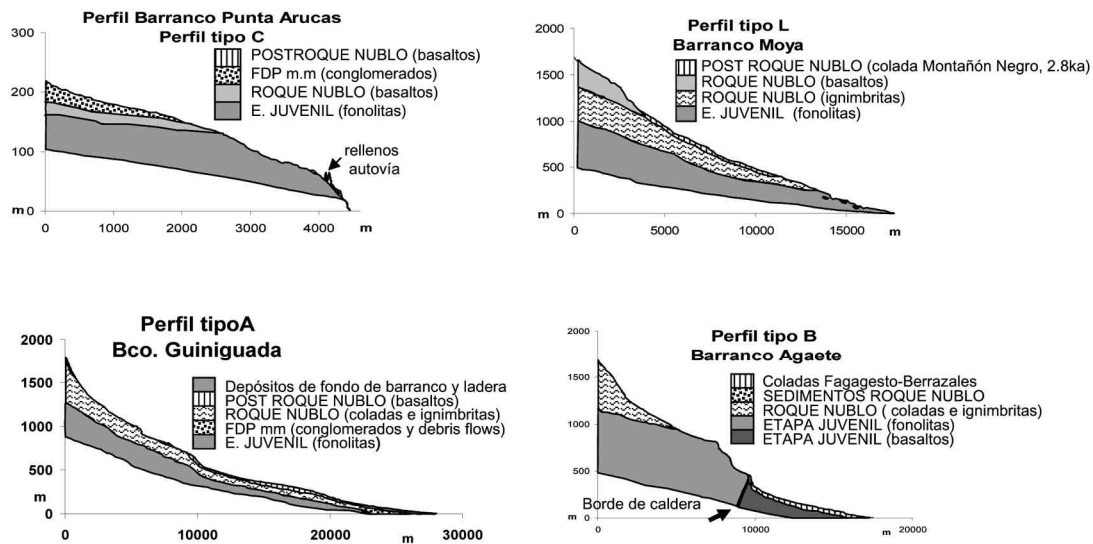


Figura 5. Cortes geológicos realizados a lo largo de los perfiles longitudinales de los barrancos de Guiniguada (A), Agaete (B), Punta Arucas (C) y Moya (L). En línea discontinua la línea interpolada de divisoria  
 Figure 5. Geological cross-sections along the longitudinal profiles of the streams of Guiniguada (A), Agaete (B), Punta Arucas (C) y Moya (L). Dotted lines represent the interpolated ridge-lines

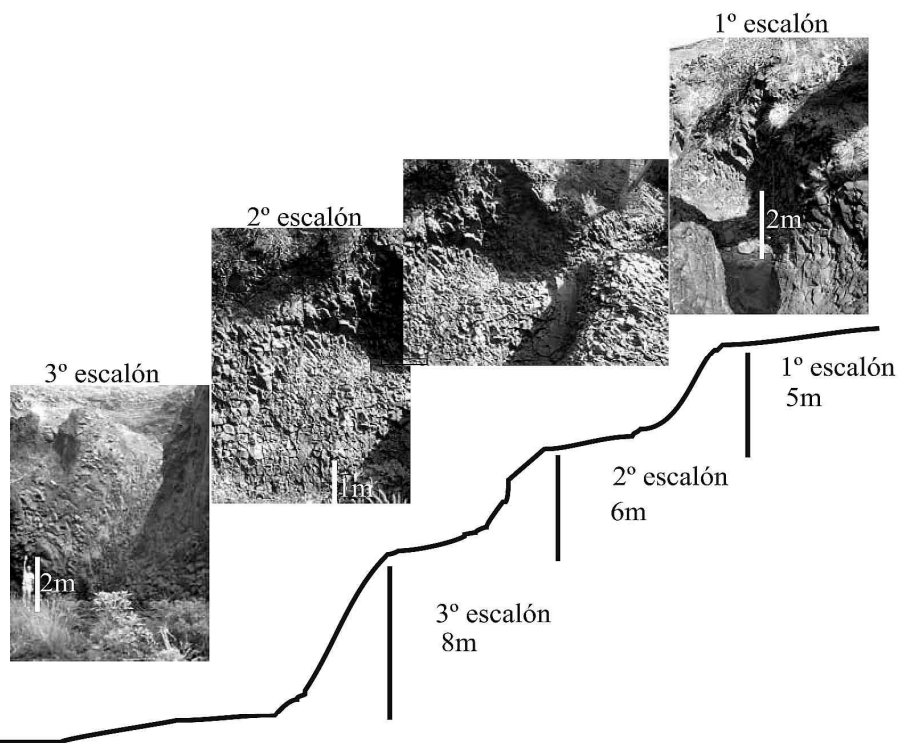


Figura 6. Foto de campo mostrando el escalón de erosión excavado sobre la colada de fondo de barranco de Agaete.  
 Figure 6. Field-picture showing the erosive headcut excavated in the more recent valley-floor lava flow along the Agaete valley.



tante) de los cauces de los barrancos sobre coladas básicas que recorrieron y rellenaron el fondo de los barrancos, los casos más llamativos son los de los Barrancos de Agaete (Figs. 5 y 6) y del Guinguada, situados al Oeste y Este de la isla respectivamente.

A partir del Barranco de Galdar (haciendo un recorrido de W a E), pero ya netamente desde los de San Felipe y Moya (de 8 y 15 km de longitud respectivamente), existe una tendencia a la linealización de los perfiles, siendo comunes los de tipo L, e incluso buenos ejemplos de tipo C entre los barrancos de menor entidad (4-5km). No obstante entre los de mayor recorrido (Tenoya, Tamaraceite y Guinguada: Fig. 5) los perfiles de tipo A se mantienen y tan sólo en el Barranco más occidental analizado (Goteras >15 km) un perfil de tipo L es característico (Fig. 7).

Los barrancos de menor recorrido (3-1 km) muestran mayoritariamente perfiles de tipo L y C, con un importante escalón en la zona de desembocadura, que por otra parte también son muy comunes en los de 4-6 km, como en el caso del de Punta Arucas (Fig. 5). Este escalón, podría representar un proceso de elevación muy reciente y/o el efecto

erosivo sobre los cauces de la isla que marcó la “elevación relativa” relacionada con el importante descenso del nivel del mar durante el último período glacial (18 ka BP). No obstante, es de destacar que este tipo de escalones son típicos de procesos de respuesta isostática flexural en márgenes continentales pasivos como es el caso del margen Atlántico Africano donde no es raro que incluso algunos ríos desemboquen actualmente “en cascada”, como es el caso de varios de los situados entre las desembocaduras de los ríos Zaire y Orange (Summerfield, 1991). En cualquier caso, estos escalones se observan muy amortiguados y/o desplazados aguas arriba en los barrancos de algo mayor recorrido (> 6 km), y sólo de manera testimonial por encima de los 15 km de recorrido, en los que además el condicionante lito-estructural es dominante (caso de los tramos superiores de Agaete y Moya: Fig. 5). Así pues, ha de considerarse también la posibilidad de que la escasa actividad hídrica de los barrancos de menor recorrido, cuyas cabeceras acceden a precipitaciones inferiores a  $200 \text{ mma}^{-1}$  (de comportamiento exclusivamente torrencial), haya sido incapaz todavía de suavizar sus perfiles longitudinales.

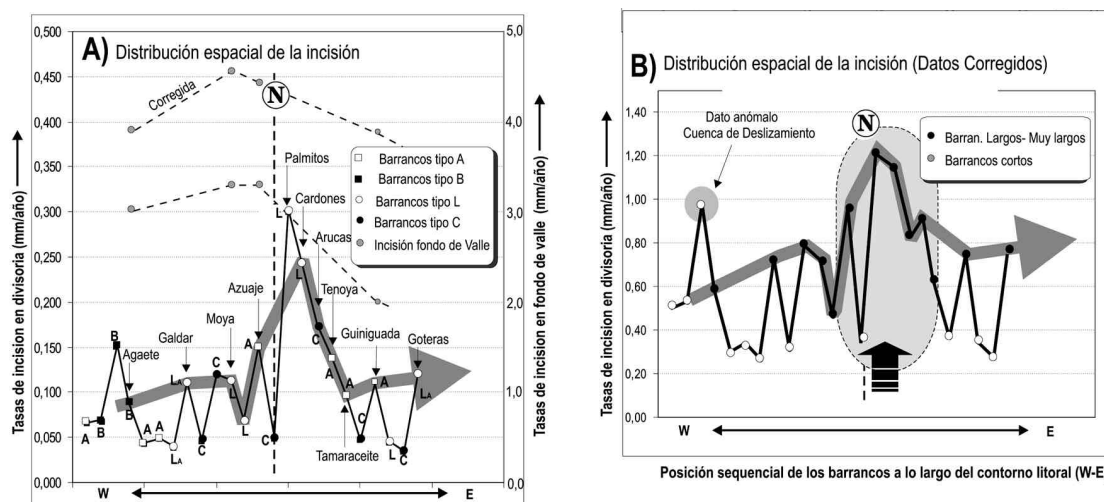


Figura 7. Tasa de incisión de los barrancos mayores de 3 km del sector Norte de la Isla de Gran Canaria, con datos sin corregir (A) y corregidos (B) según la fórmula de Gradner et al.(1987). Las letras indican el tipo de perfil asociado. La flecha gruesa en gris indica la tendencia general de crecimiento de las tasas de W-E. La línea discontinua vertical y la N indican la posición del Norte geográfico. En el gráfico de datos corregidos (B) se ha señalado en gris la zona anómala en la tendencia general de la isla. *Figure 7. Incision rates of obtained for the streams up than 3 km length in the northern sector of Gran Canaria Island from uncorrected (A) and corrected data (B). Lettering indicate the long-profile types. The thick grey arrows illustrates the increasing (W to E) trend of the incision rates. The vertical dotted line and encircled N indicate the position of the geographical North. In the graph of corrected data (B) the anomalous zone of incision is indicated in grey.*

## 5. Estimación de tasas de incisión y elevación: Resultados y discusión

Conociendo la edad del material más reciente que intersecta el barranco en su divisoria y su altura con respecto al thalweg, es posible calcular las tasas de incisión de los barrancos (Tabla 1) durante su fase de encajamiento más reciente (presente ciclo erosivo de la isla). Como ya se ha mencionado, la mayor parte de los barrancos analizados en el sector Norte de la isla se encajan sobre las coladas de basaltos alcalinos, nefelinitas y basanitas, que se extendieron por extensas superficies hasta hace 1,7-1,8 Ma. Estas dataciones provienen de determinaciones K/Ar realizadas en su mayoría para la confección de la Cartografía geológica de la Isla (Barcells *et al.*, 1999a-d) aunque algunas superficies podrían haberse formado hasta hace unos 1,5 Ma, tal y como se refleja en la reciente síntesis geológica del archipiélago canario (Carracedo *et al.*, 2002).

Los valores de incisión obtenidos oscilan entre 0,04 y 0,15 mm a<sup>-1</sup> correspondiendo los valores más altos a los barrancos instalados sobre los materiales más recientes (Tabla 1). En aquellos barrancos en los que ha discurrido alguna colada reciente por su cauce (Agaete, Moya y Azuaje), también se han calculado las tasas de incisión para este material, obteniéndose valores todavía mucho más altos que se sitúan entre 3 y 4 mm a<sup>-1</sup> (Tabla 1). Este aumento de la tasa de incisión a partir de un material muy reciente es conocido como el efecto "The pull of present", que se observa también en cualquier tipo de tasa geológica (elevación tectónica, rebote isostático postglacial, erosión, "salt-doming", sedimentación, etc.) que se considere (Gradner *et al.*, 1987). Así, cuanto mayor sea el intervalo de tiempo utilizado para calcular las tasas, menor es la tasa resultante y viceversa. Este autor propone un método de corrección estadístico en el cual una tasa ( $V_0$ ) determinada para un intervalo temporal  $Dt$  se corrige a una tasa anual estandarizada ( $V_t$ ) mediante la siguiente relación exponencial obtenida empíricamente de regresiones lineales de los procesos anteriormente mencionados (Gradner *et al.*, 1987):

$$V_t = V_0 (t^{0.255})$$

Aplicando esta corrección, los valores de incisión tomados a partir de las divisorias se concentran entre 0,5 y 1,0 mm a<sup>-1</sup>, dando una visión más homogénea del proceso de disección más reciente de la isla y, aumentando en 1 rango de magnitud (de centésimas a décimas de mm y/o de décimas de mm a rango milimétrico: Tabla 1). No obstante, los valores de incisión en fondo de barranco siguen siendo los más altos, aunque tienden a homogeneizarse entorno a los 4 mm a<sup>-1</sup>.

Con todo, consideramos que las tasas de encajamiento obtenidas a partir de la actual disección de coladas prehistóricas nos ofrecen una imagen más realista en cuanto al verdadero potencial erosivo contenido en el relieve volcánico de la isla, ya que las tasas obtenidas a partir de los materiales intersectados en las divisorias, además de ser más antiguos, pueden estar rebajados por la evolución de los interfluvios. En cualquier caso, hay que admitir que las tasas obtenidas a partir de los interfluvios pueden reflejar las tendencias a largo plazo de los procesos de incisión, y por tanto ser éstas relacionables con la historia de elevación-subsistencia de la isla. Por el contrario, las tasas obtenidas a partir de coladas de fondo de valle pueden encontrarse más relacionadas con la propagación por erosión remontante de los escalones de erosión formados en los frentes solidificados de las coladas (relacionado con el potencial erosivo) ofreciéndonos un dato valioso pero temporalmente cuasi-puntual, difícilmente extrapolable a los anteriores. Por otro lado, hay que tener en cuenta que las tasas de incisión pueden variar con el tiempo (variaciones en la tasa de elevación isostática, en el nivel del mar, en las condiciones pluviométricas,...)

Las tasas de incisión no muestran una diferencia apreciable entre tipos de perfiles (Fig. 7). Sin embargo, los valores mayores corresponden con los barrancos largos y muy largos, que salvo los de Agaete (tipo B) y Tenoya (tipo C), son todos de tipos L(lineares), A(regulares y ligeramente cóncavos) y/o intermedios (tipo L<sub>A</sub>: lineares de perfil neto cóncavo). Además, en los barrancos largos y muy largos se aprecia un evidente aumento de las tasas de incisión de W a E, desde 0,9 a 1,4 mm a<sup>-1</sup> para los datos sin corregir, y de 0,50 a 0,85 mm a<sup>-1</sup> para datos corregidos (Tabla 1, Fig. 7) excepto el Barranco de Tamaraceite, con un valor excepcionalmente bajo para este sector (0,094 mm a<sup>-1</sup>). Es probable que la cota de las divisorias de este barranco

se haya visto afectada por la falla que lo atraviesa longitudinalmente, que posee un salto medio de 17 m (Pérez-Torrado *et al.*, 2002). Sin embargo, los barrancos cortos no registran ninguna tendencia significativa, es más, todos ellos presentan tasas de incisión bastante homogéneas en torno a los 0,3 mm a<sup>-1</sup> (0,05 mm a<sup>-1</sup> para valores sin corregir). Solo los tres primeros barrancos situados en la costa Oeste, y sobretodo el de Guayedra (3), presentan valores anómalamente altos (> 1,2 mm a<sup>-1</sup>).

En el sector NE de la isla se dispone de datos altimétricos sobre la antigua posición del nivel del mar que nos sirve para comparar cuantitativamente los datos de incisión obtenidos con las tasas de elevación medias en este sector. Pérez-Torrado *et al.* (2002) describen y nivelan mediante métodos topográficos clásicos el horizonte de tránsito entre las facies subaéreas y submarinas (pillow-lavas) de una colada basáltica de 4,3 Ma que aflora a lo largo del sector terminal de los barrancos de Tamaraceite (19) y San Lázaro (20) inmediatamente al Oeste de la Ciudad de Las Palmas.

Este horizonte refleja fielmente la antigua línea de costa, y teniendo en cuenta su cota absoluta actual (110-120 m) las tasas de elevación tomando este nivel de referencia se encontrarían entre 0,025 y 0,027 mm a<sup>-1</sup> (0,021 y 0,023 mm a<sup>-1</sup> para valores corregidos). Considerando que el nivel del mar hace ca. 4 Ma estaba por encima del nivel actual (Haq *et al.*, 1987) estos valores serían algo menores y probablemente se situarían en torno a los 0,02 mm a<sup>-1</sup>. Valores similares, entre 0,017 y 0,014 mm a<sup>-1</sup>, pueden inferirse de los datos aportados por Zazo *et al.* (2002) para las vecinas islas de Lanzarote y Fuerteventura, en función de niveles marinos elevados durante los últimos 1,2 Ma, lo que podría estar ilustrando una cierta homogeneidad en el proceso de elevación para las islas orientales del archipiélago. Los valores de incisión obtenidos para el Barranco de San Lázaro (0,016 mm a<sup>-1</sup>), presentan el mismo orden de magnitud y son comparables al valor mínimo de elevación obtenido a partir del horizonte plioceno de pillow-lavas, lo que sin duda sugiere la existencia de una cierta proporcionalidad entre ambos procesos (elevación-incisión). De esta forma, aunque no sea posible por el momento el establecimiento de relaciones cuantitativas fiables entre tasas de incisión y elevación, sí que se puede afirmar que el patrón de las tasas de incisión de la isla (Fig. 7) refleja de una

manera u otra la distribución espacial de las tasas de elevación. Así la importante anomalía positiva en la tendencia de las tasas de incisión que se observa en la figura 7 podría interpretarse como un proceso de elevación diferencial del sector NNE de la isla respecto al resto de los sectores analizados en este estudio (Este y Oeste) y en cualquier caso una tendencia marcada de aumento de tasas de elevación desde el litoral Oeste al Este de la isla.

Perfiles de sísmica de refracción muestran que el surco flexural (“flexural moat”) que origina la isla de Tenerife posee una amplitud de 3 km y una longitud de onda de unos 200-250 km (Watts *et al.*, 2000). Dado que la separación de los ejes de las islas de Tenerife y Gran Canaria es de unos 120 km, este dato podría indicar que Gran Canaria se encontraría situada en el flanco del “forebulge” isostático generado por Tenerife. Ello explicaría la diferencia de los valores de incisión fluvial, y correlativa elevación, entre la costa Oeste y Este-Noreste de la Isla. De la misma forma estos mismos datos indican que Fuerteventura y Lanzarote se encontrarían sobre la hombrera del eje monoclinial del mencionado “forebulge”, en su coalescencia con el borde del talud del margen continental africano. Datos aportados por Zazo *et al.*, (2002; 2003) basados en niveles de playa levantados pertenecientes al último interglacial (OISS 5e) indican que las tasas de elevación han disminuido, e incluso estabilizado e invertido (para Lanzarote), durante los últimos 135 ka BP. De corroborarse, esta tendencia podría indicar que efectivamente ambas islas han podido y sobrepasar el “forebulge” isostático de Tenerife y encontrarse en fase de subsidencia.

## 6. Conclusiones

Los perfiles longitudinales de los barrancos analizados en la mitad norte de la Isla de Gran Canaria están caracterizados por una marcada tendencia a su linearización (tipo L) y/o con una suave concavidad (tipo L<sub>A</sub>) que según los modelos generales (Hovius, 2000; Wholl & Merrit, 2001) indican un fino balance entre las tasas de incisión y elevación durante, al menos, el ciclo erosivo más reciente de la isla. Como quiera que la mayor parte de los barrancos se encajan sobre las coladas de basaltos alcalinos, nefelinitas y basanitas, que cubrieron grandes extensiones del sector Norte de

las isla entre hace ~3 a 1,5 Ma (Carracedo *et al.*, 2002) éste es el periodo al que se extiende el comienzo del presente ciclo erosivo. Es decir, abarcaría aproximadamente todo el periodo Cuaternario. Geometrías lineares similares han sido descritas en el archipiélago volcánico Hawaiano (Seidl *et al.*, 1993), por lo que podría sugerirse que esta tipología de perfiles longitudinales pudiera ser característica de islas volcánicas. Esta geometría es la dominante, pero no exclusiva, en los barrancos de largo y corto recorrido cuyas cabeceras acceden, por lo general, a precipitaciones de entre 800 y 400 mm a<sup>-1</sup>. Sólo son prácticamente exclusivas, pero acompañadas de significativos escalones en su zona de desembocadura, en los barrancos de muy corto recorrido que no tienen potencial hídrico (precipitaciones < 200 mm a<sup>-1</sup>) para ajustarse rápidamente a cambios de nivel de base o deslizamientos. Por el contrario, los barrancos de mayor recorrido (> 20 km), que acceden a la zona de cumbres de la isla (800-1000 mm a<sup>-1</sup>), poseen perfiles regulares y ya más netamente cóncavos (tipo A). En cualquier caso, existen también claros ejemplos de perfiles netamente convexos (tipo C) y con importantes escalones de erosión (tipo B), de manera que no existe una relación clara entre longitud de los barrancos y geometría de los perfiles longitudinales.

Se han calculado las tasas de incisión que varían entre 0,04 y 0,15 mm a<sup>-1</sup> correspondiendo los valores más altos a los barrancos instalados sobre los materiales más recientes (Tabla 1). Las tasas de incisión calculadas a partir de materiales muy recientes (coladas prehistóricas de fondo de valle) son casi dos órdenes de magnitud mayores (3 y 4 mm a<sup>-1</sup>). La corrección de los datos a intervalos estándar anuales según el método de Gradner *et al.* (1987), agrupa los valores de incisión obtenidos a partir de las divisorias entre 0,5 y 1,0 mm a<sup>-1</sup>. No obstante los obtenidos a partir de coladas de fondo de valle siguen siendo mayores (ca. 4 mm a<sup>-1</sup>). Aunque podrían interpretarse como un aumento en las tasas de incisión durante el Holoceno, pueden estar más bien representando la respuesta del sistema fluvial a diferentes procesos. Las tasas más altas obtenidas a partir de coladas de fondo de valle reciente representarían las tasas de disección potenciales frente a la inclusión de niveles de base "artificiales" (frentes de coladas). Mientras que las tasa más bajas, obtenidas a partir de materiales más

antiguos, podrían ser el reflejo del proceso de elevación a largo plazo de la isla. No obstante los valores máximos de elevación se ciñen a la zona NNE de la isla, donde se observa una importante anomalía (Fig.7). La comparación de los valores de incisión obtenidos y los valores de elevación inferidos a partir de marcadores fiables, como es el horizonte de pillow-lavas descrito por Pérez Torrado *et al.* (2002) en el sector N de la isla, indican que ambos son del mismo orden de magnitud y totalmente comparables. Admitiendo estas comparaciones los valores de elevación máximos promediados se situarían entorno a los 0,02 mm/a<sup>-1</sup> para los últimos c.a. 4 Ma, que a grandes rasgos coincide con los datos de elevación obtenidos por Zazo *et al.* (2002) para las islas más orientales en base a la posición actual de niveles marinos correspondientes al ISS 5e. Las contrastadas condiciones de pluviométricas entre el sector W y NNE de la isla (Fig. 2) podrían haber facilitado la mencionada asimetría en los valores de incisión, a modo de retroalimentación isostática y orográfica del proceso de disección. En este contexto habría que tener muy en cuenta el probable efecto flexural que ejerce la Isla de Tenerife situada al Oeste de la de Gran Canaria, como ya sugieren Pérez Torrado *et al.* (2002).

En cualquier caso, la extensión del presente análisis a todo el contorno litoral de la isla (en realización) podrá reafirmar o rechazar las interpretaciones aquí expuestas, así como discernir el origen denudacional (erosivo y/o gravitatorio) de la importante anomalía en las tasas de incisión (y elevación) que se observa en el sector NNE de Gran Canaria (Fig. 7).

### Agradecimientos

Al Dr. F.J. Pérez-Torrado por la revisión del trabajo, sus comentarios y aportaciones. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto PI2002/148 del Gobierno Autónomo de Canarias.

### Referencias bibliográficas

- Barcells, R., Barrera, J.L. y Ruiz, M.T. (1990a). Mapa Geológico de España escala 1:25.000 1ª edición (MAGNA). Hoja de Agaete (1100-I-II; 82-81; 82-82). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.

- Barcells, R., Barrera, J.L., Gómez S., J.A. y Ruiz, M.T. (1990b). Mapa Geológico de España escala 1:25.000 1ª edición (MAGNA). Hoja de Teror (1109-VI; 83-83). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Barcells, R., Barrera, J.L. y Ruiz, M.T. (1990c). Mapa Geológico de España escala 1:25.000 1ª edición (MAGNA). Hoja de Las Palmas de Gran Canaria (1100-I-II; 84-81; 84-82). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Barcells, R., Barrera, J.L. y Ruiz, M.T. (1990d). Mapa Geológico de España escala 1:25.000 1ª edición (MAGNA). Hoja de Las Palmas de Gran Canaria (1100-I-II; 84-81; 84-82). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Barcells, R., Barrera, J.L., Gómez S., J.A., Hernán, F. y Schmincke, H.U. (1992). Mapa Geológico de España escala 1:100.000 1ª edición (MAGNA). Hoja de la Isla de Gran Canaria (21-21/21-22). ITGE. Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Brocklehurst, S.H. & Whipple, K.W. (2002). Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. *Geomorphology*, 42 (1-2), 1-24.
- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez-Badiola, E. & Ahijado, A. (2002). Cenozoic Volcanism II, The Canary Islands. En: *The Geology of Spain* (W. Gibsson & T. Moreno, eds.). The Geological Society, London (UK), 439-472.
- Gradner, T.W., Jorgensen, D.W., Shuman, C. & Lemieux, C.R. (1987). Geomorphic and tectonic process rates: effects of measured time interval. *Geology*, 15, 259-261.
- GRAFCAN (1996). *Cartografía digital oficial de Gran Canaria. Escala 1:5000*. Empresa Cartográfica de Gran Canaria, S.A., Gobierno de Canarias Las Palmas de Gran Canaria, España
- Hansen, A. (1993). *Bandama: Paisaje y evolución de Bandama*. Cabildo Insular de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria, 127 pp.
- Haq, B.U., Handernbol, J. & Wail, P.R. (1987). The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Hovius, N. (2000). Macroscale process systems of mountain belt erosion. En: *Geomorphology and Global Tectonics* (M.A. Summerfield, ed.). John Wiley & Sons, West Sussex, England, 77-105.
- Leitz, J. & Schmincke, H.U. (1975). Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K/Ar-ages. *Pal. Pal. Pal.*, 18, 213- 239.
- Lomoschitz, A. & Corominas, J. (1997). La Depresión de Tirajana, Gran Canaria. Una macroforma erosiva producida por grandes deslizamientos *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (3-4), 75-92.
- McDougall & Schmincke, H.U. (1976). Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcan.*, 40, 57-77.
- Mangas, J., Pérez-Torrado, J.F., Gimeno, D., Hansen, A., Paterne, M. & Guillou, H. (2002). Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de la Caldera de Pinos de Galdar y edificios volcánicos adyacentes (Gran Canaria). *Geogaceta*, 32, 49-52.
- Marzol, V. (1988). *La lluvia, un recurso natural para Canarias*. Servicio de publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, nº 130 (investigación 32), 220 pp. Las Palmas de Gran Canaria, España.
- Pérez-Torrado, J.F. (2000). Historia geológica de Gran Canaria. En: *Libro de resumen de las conferencias y guías de las excursiones I Jornadas Canarias de Geología*. Biblioteca Simón Benítez Padilla, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 9-19.
- Pérez-Torrado, J.F., Santana, F., Rodríguez-Santana, A., Melián, A.M., Lomostchitz, A., Gimeno, D., Cabrera, M.C. & Baez, M.C. (2002). Reconstrucción paleogeográfica de los depósitos volcano-sedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos. *Geogaceta* (en prensa), volumen especial homenaje A. Fuster.
- Sánchez, J., Ríos, C., Pérez-Chacón, E. y Suárez, C. (1995). Cartografía Potencial del Medio Natural de Gran Canaria. Cabildo Insular de Gran Canaria, Universidad de Valencia, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (Mapas y Memoria) 165 pp.
- Schmincke, H.U. (1993). *Geological Field Guide of Gran Canaria*. 6th Edition. Pluto Press, Kiel (Alemania) 135 pp.
- Seidl, M.A., Dietrich, W.E. & Kirchner, J.W. (1994). Longitudinal profile development into Bedrock: An analysis of Hawaiian channels. *The Journal of Geology*, 102, 457-474.
- Seidl, M.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Hudson, G.B. & Dietrich, W.E. (1997). Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: Problems and Interpretation. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 22, 195-209.
- Summerfield, M.A. (1991). Subaerial denudation of passive margins - regional elevation versus local relief models. *Earth and Planetary Science Letters*, 102 (3-4), 460-469.
- Tarboton, D. (2002). *Terrain Analysis Using Digital Elevation Models (TauDEM)*. Utah State University (USA). Free software. <http://www.gnu.org/copyleft/gpl.html>
- Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P. & Henstock, T.J. (2000). A seismic study of crustal structure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, 431-447.
- Watts, A.B. (2000). The grow and decay of oceanic islands. En: *Geomorphology and Global Tectonics* (M.A. Summerfield, ed.). John Wiley & Sons, West Sussex, England, 338-360.
- Wohl, E.E. & Merritt, D.M. (2001). Bedrock channel morphology. *GSA Bulletin*, 113 (9), 1205-1212.
- Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Goy, J.L., Ghaleb, B. & Hoyos, M. (1997). Cambios del nivel del mar en los últimos 250 ka en las Canarias Orientales, España. *Boletín Geológico y Minero*, 108, 487-497.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Gillot, P.Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J. & Ghaleb, B. (2002). Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited – a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Review*, 21, 2019-2046.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, J.L., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A. & Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133.

Recibido 15 de diciembre 2003

Aceptado 10 de marzo 2004