

El Arco del Andén Verde, un gran deslizamiento gravitacional en la costa noroeste de Gran Canaria (Islas Canarias).

El Arco del Andén Verde, a big gravitational landslide in the northwestern coast of Gran Canaria (Canary Islands).

J.J. Coello Bravo (*) y F.J. Coello Bravo (**)

(*) Dpto. de Edafología y Geología. Fac. Biología. Universidad de La Laguna. Avda. Astrofísico Fco. Sánchez, 38025 (La Laguna, Tenerife).

(**) Dpto. de Ingeniería Geológica Estratigrafía y Paleontología. ETSI Minas. 28003 (Madrid).

ABSTRACT

A sector of the northwestern coast of Gran Canaria (Canary Island) shows morphological and tectonical characters, here described, which demonstrate the presence of a big gravitational landslide of the debris avalanche type, produced by the flank collapse of a basaltic shield volcano of Mid-Miocene age.

Key words. *gravitational landslide, flank collapse, basaltic shield volcano, Gran Canaria.*

Geogaceta, 25 (1999), 67-70
ISSN: 0213683X

Introducción

Los deslizamientos gravitacionales masivos, submarinos o subaéreo-submarinos, que implican el desplazamiento de cientos a miles de kilómetros cúbicos de material rocoso, son fenómenos relativamente comunes en islas oceánicas de origen volcánico (Holcomb y Searle, 1991). Se producen por la inestabilidad de los flancos de grandes edificios insulares, generados en periodos de rápido crecimiento con altas tasas de emisión de lavas.

En Canarias existen una serie de grandes depresiones costeras, cuyo origen es el colapso lateral de los flancos insulares. Pueden distinguirse dos morfologías principales (Carracedo, 1996): 1) depresiones con paredes laterales rectas y escarpadas, cabecera curva y escarpada, y fondo plano suavemente inclinado hacia el mar; 2) depresiones de borde arqueado y escarpado, en forma de incurvaciones, cóncavas hacia el mar, del acantilado marino. Ambas estructuras parecen corresponder a las asociadas al tipo estructural denominado «debris avalanches» (Moore *et al.*, 1989). Estos deslizamientos representan episodios simples de desplazamiento instantáneo, producen cabeceras bien definidas en forma de anfiteatro y extensas formas distales submarinas cubiertas de depósitos de avalancha.

En Gran Canaria se ha descrito previamente un gran colapso lateral subaéreo del antiguo estratovolcán Roque Nu-

blo, que ocupaba la zona central de la isla, ocurrido hace unos 3,5 m. a. (Anguita y García-Cacho, 1989). En este trabajo se analiza una gran estructura de la costa noroccidental y se discuten sus rasgos morfoestructurales y tectónicos, con el objeto de establecer su origen gravitacional.

El Arco del Andén Verde

Denominamos así un sector de la costa noroeste de Gran Canaria, comprendido entre la Punta del Morro de la Campana al Este y la Montaña Tablada al Oeste (Fig.1). Se trata de una costa muy escarpada, con un acantilado vertical en su parte occidental y de gran pendiente en la oriental. El perfil de esta última zona (Punta de Góndora) ha sido modificado por grandes desplomes, cuyos depósitos se disponen al pie del escarpe, cubiertos parcialmente por dunas de arenas orgánicas de origen marino y conos de deyección. El acantilado tiene una forma marcadamente semicircular en planta, cóncava hacia el mar, que se mantiene al menos hasta la isobata de 20 m. Está limitado por una cuerda o línea de cumbres de unos 8 km de longitud, que alcanza su altura máxima (751 m s.n.m.) bajo la Montaña de Tirma. La altitud disminuye rápidamente hacia el extremo este (400 m), y más progresivamente hacia el oeste, donde su cota es menor (250 m).

Aparte de su forma semicircular, el rasgo geomorfológico más destacado de

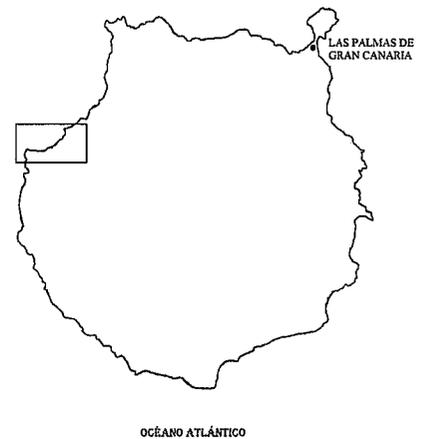


Fig.-1. Mapa de la Isla de Gran Canaria y zona de estudio.

Fig.-1. Gran Canaria island map and study zone.

esta estructura es el anómalo emplazamiento de la red de drenaje. En la cara abierta al mar, el nivel de incisión es prácticamente nulo, con escasas barranqueras de fuertes pendientes. Por contra, en la vertiente opuesta aparece una red de drenaje jerarquizada y con un nivel de incisión apreciable. Las cabeceras de estos barrancos (Carrizos, Las Arenas, Los Bolos, Furrel) quedan colgadas sobre el acantilado costero (Fig. 3), y sus cauces giran noventa grados para desembocar en la margen derecha del Barranco de la Aldea, que desemboca a su vez en la cercana Playa de la Aldea.

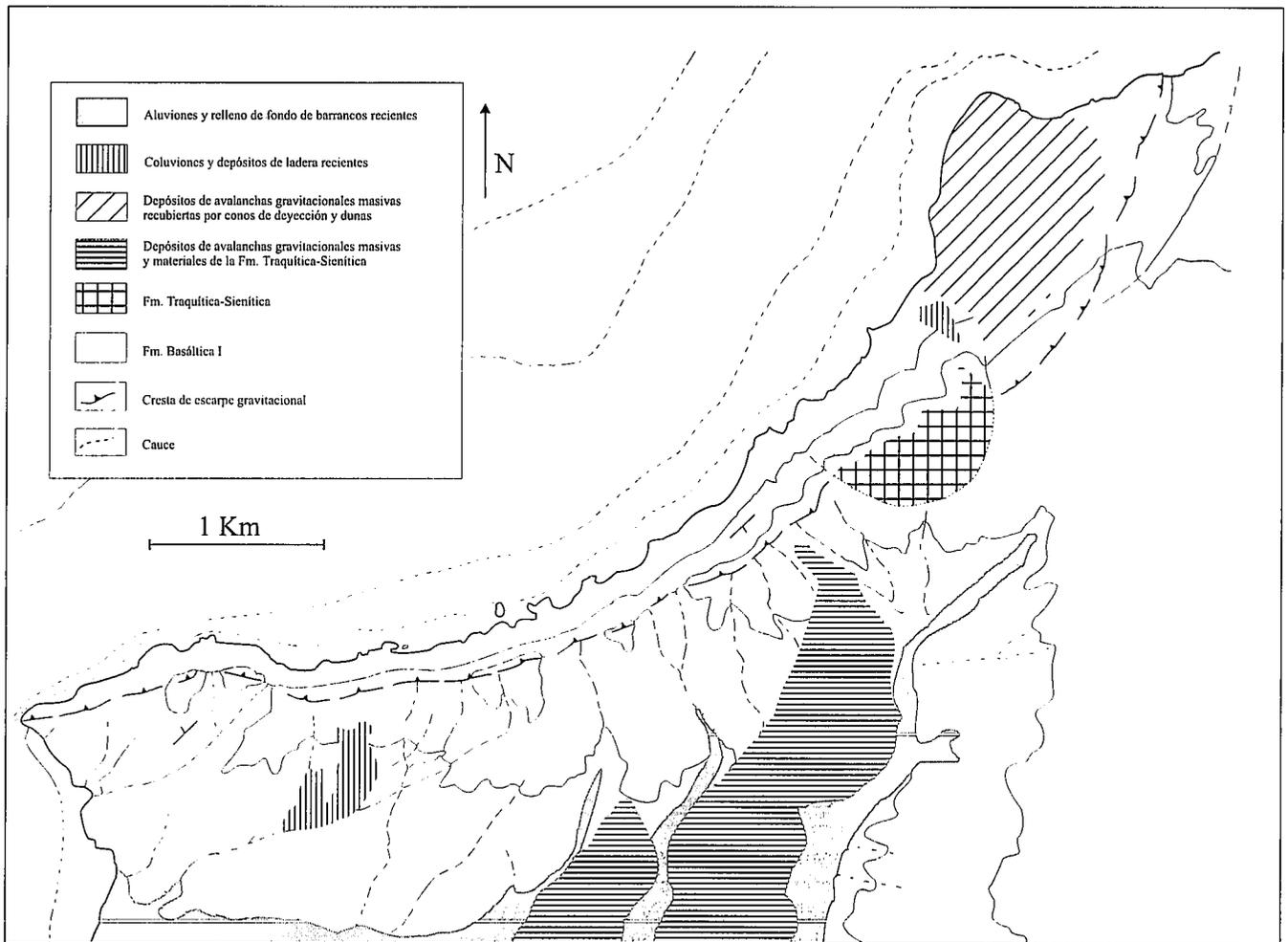


Fig.-2. Mapa geológico del Arco del Andén Verde.

Fig.-2. Geological map of Arco del Andén Verde.

Los barrancos situados más al oeste (Caiderillo, Perchel) presentan también direcciones anómalas. Este hecho se repite en la vertiente exterior del extremo este del Arco, donde el Barranco de los Berros toma una dirección subparalela a la costa donde desemboca.

Estructura

Los terrenos sobre los que se ha formado este relieve (Fig.2) pertenecen a la Formación basáltica del Ciclo Volcánico I (ITGE, 1990), de edad Mioceno medio, que aflora en todo el sector occidental de Gran Canaria. Consisten en un apilamiento de lavas subaéreas de composición predominantemente basáltica, cuya potencia total visible supera los 700 m. En el acantilado costero y zonas adyacentes al Arco se distinguen dos tramos, que constituyen la columna volcanoestratigráfica local. El tramo inferior, con potencia visible superior a 400 m, es una sucesión monotonamente de basaltos olivínico-piroxénicos, que

aparecen formando coladas lávicas tipo pahoehoe de 1 a 2 m de espesor. En el techo de este tramo afloran escasos niveles piroclásticos que corresponden a conos de lapilli basáltico enterrados. El tramo superior está formado por coladas "pahoehoe" muy delgadas de basaltos plagioclásicos, entre los que se intercalan algunas coladas tipo "aa" (base y techo escoriáceos) de basaltos afaníticos o augíticos, que son más frecuentes a techo de la unidad. En las porciones oriental y central del Arco, las lavas son subhorizontales o con suaves buzamientos al sureste. Sin embargo en la porción occidental el buzamiento se invierte, y las lavas buzan hacia el noroeste, de manera más acusada cuanto más cerca están del extremo oeste del acantilado. Las lavas y piroclastos están intruídos por un conjunto de diques, de dirección predominante N100-120E. La intrusión es más intensa en el tramo inferior.

Encima de la Formación basáltica se disponen concordantemente tobas y lavas

traquíticas y riolíticas, con lavas basálticas intercaladas, correspondientes a las unidades basales del Complejo traquítico-sienítico de Fuster *et al.* (1968), equivalente a la Formación traqui-riolítica del Ciclo Volcánico I (ITGE, *op. cit.*). Estos materiales aparecen sólo en un afloramiento reducido en la cuerda noreste del Arco (vértice Blanca) (Fig. 2), pero muestran una gran extensión inmediatamente al sureste del mismo.

Tectónica

Los accidentes tectónicos principales se encuentran en la porción oriental del Arco, donde aparecen una serie de fallas normales curvadas, subparalelas al escarpe costero, con planos de falla verticales o fuertes buzamientos al norte (Fig.2). La mayor es la que afecta a los materiales del Complejo traquítico-sienítico. Presenta una brecha de falla de 2-3 m de potencia en el plano de desplazamiento, y su salto es superior a los 200 m. Un conjunto de

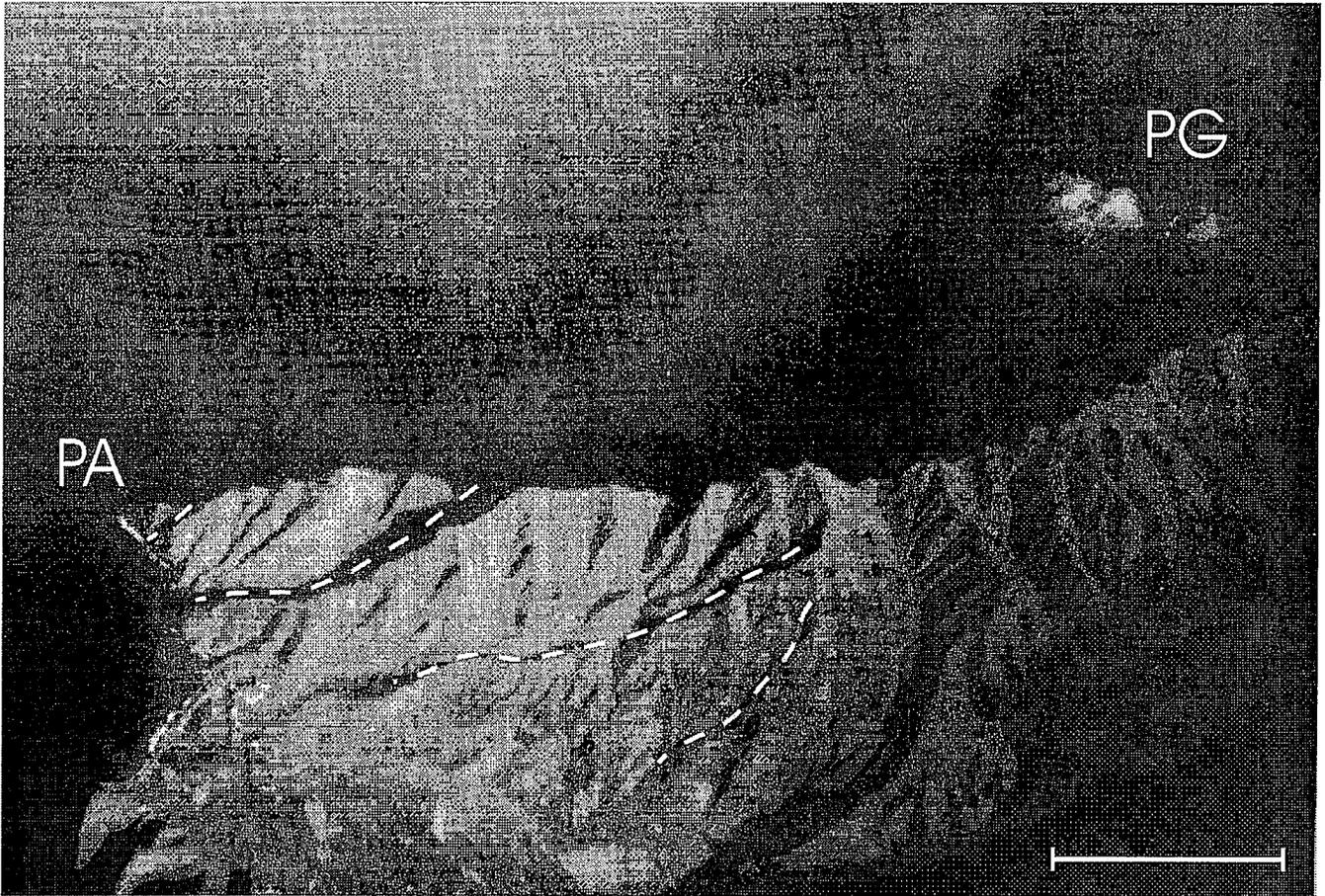


Fig.-3. Vista aérea oblicua de la vertiente Sur del Arco del Andén Verde entre la Punta de la Aldea (PA) y la Punta de Góndora (PG). Se observa la red de drenaje cortada por el escarpe costero y las direcciones anómalas de los cauces del extremo occidental, emplazados en un sistema de fracturas curvas anidadas (líneas discontinuas). Escala 1 km.

Fig.-3. Oblique air view of the south side of Arco del Andén Verde between Punta de la Aldea (PA) and Punta de Góndora (PG). We can see the drainage net cut by the coastal cliff and the rare directions of the channels in the western end, located in a system of curve fractures (dash point line). Scale: 1 km.

fallas similares, anidadas entre sí, desplazan fragmentos curvados del extremo occidental del Arco hacia el mar, y explican el anómalo comportamiento del barranco de los Berros, donde se observan diques rotos y desplazados varios metros en la horizontal. Su componente vertical es difícil de estimar, aunque probablemente mucho menor que el de la falla anterior.

Las direcciones subparalelas a la costa de los barrancos del extremo occidental (Fig. 3) muestran también un control tectónico de la red de drenaje, emplazada a favor de grandes fallas o fracturas curvadas. El trabajo de campo no mostró evidencias claras de desplazamiento neto en los márgenes de estos barrancos, tal vez ocultas por la gran cantidad de depósitos coluvionales y aluvionales que los recubren.

Discusión

La Formación Basáltica I que aflora al oeste de Gran Canaria es la más anti-

gua de las formaciones subaéreas de la isla. Representa los restos de varios grandes volcanes en escudo basálticos imbricados entre sí, que alcanzaban cotas superiores a los 1000 m sobre el nivel del mar. Bogaard *et al.*, (1988) datan la emisión de la formación completa en un intervalo muy corto, menor de 0,7 m.a., en el Mioceno medio (14 m.a.), lo que supone la tasa de emisión y crecimiento más alta de todos los edificios volcánicos subaéreos de Canarias.

El buzamiento predominante al sureste de las lavas de este sector sugiere que el punto de emisión principal estaba situado al noroeste de la costa actual. La línea de costa original (miocena) se extendía varios kilómetros en esa dirección, como lo prueba la altura del acantilado y la existencia en algunos de los barrancos citados de depósitos sedimentarios provenientes de la erosión de rocas del Complejo Traquítico-Sienítico, situadas más al Norte de su límite actual de afloramiento (ITGE, *op. cit.*).

La génesis de la costa actual ha estado sujeta a un cierto debate. Varios autores (p. e. Hausen, 1962), explican la formación de los acantilados mediante grandes desplazamientos provocados por fallas, modificadas posteriormente por la erosión marina. Otros, como Schmincke (1968) abogan por esta última como agente dominante en su formación. Los datos expuestos sugieren un origen gravitacional, por tres motivos:

1) Su similitud morfológica con otros accidentes costeros de origen gravitacional. Entre ellas pueden incluirse algunos del Archipiélago Canario, correspondientes al segundo tipo morfológico descrito con anterioridad, como el Arco de Taganana en Tenerife (Hernández-Pacheco y Rodríguez Losada, 1996) y de otras islas volcánicas (p.e. la costa norte de Molokai, Hawaii).

2) El anómalo emplazamiento de la red de drenaje. En los flancos insulares canarios en retroceso por la sola acción del mar, se desarrolla una red de barran-

cos normales a la línea de costa en que vierten, cuyo nivel de encajamiento es proporcional a la altura, y por tanto a la edad, del acantilado marino. No ocurre así en las estructuras gravitacionales del tipo morfológico 2 antes descrito, en donde el nivel de incisión es muy pequeño comparado con la altura del escarpe, puesto que su formación y el retroceso de la costa es prácticamente instantáneo.

En este sector de Gran Canaria el brusco retroceso de la línea de costa no solo imposibilitó el emplazamiento de una red de drenaje normal, sino que incluso dejó colgadas las cabeceras de los cauces que drenaban la vertiente opuesta del edificio.

3) Los accidentes tectónicos del extremo occidental del Arco prueban el desplazamiento parcial de grandes porciones del flanco insular hacia el mar. Estas fallas normales arqueadas, muy similares a las que aparecen en otras grandes estructuras gravitacionales de Canarias (Carracedo, *op. cit.*), son la manifestación de la inestabilidad estructural del edificio volcánico, que provocó el desplazamiento masivo.

Por otro lado, la inversión del buzamiento en el extremo occidental del Arco es difícil de explicar en términos de migración de los centros de emisión, morfología del edificio volcánico o paleorelieves, sobre todo teniendo en cuenta la gran continuidad lateral que muestran las capas a lo largo de todo este sector costero. Es posible que la inversión esté relacionada con un lento y progresivo basculamiento del flanco hacia el norte, coetáneo con la emisión y emplazamiento de las coladas. Las fracturas que afectan a la porción occidental del Arco del Andén Verde, y el propio deslizamiento gravita-

cional que lo originó, podrían estar relacionados con esta lenta subsidencia.

La edad del colapso lateral no puede establecerse con exactitud con los datos actuales. Es posterior al emplazamiento de las unidades basales del Complejo Traquítico-Sienfítico (Mioceno medio), y anterior a los depósitos dunares de la Punta de Góndora, dados en el límite Plioceno-Pleistoceno (IGME, *op. cit.*). En cuanto a su magnitud total, es imposible de cuantificar sin estudios batimétricos detallados del talud insular. Un deslizamiento gravitacional de morfología y dimensiones subaéreas muy similares, que afecta a la costa noroeste de la isla volcánica de Tristan da Cunha, en el Atlántico Sur, supone un volumen total desplazado de 150 kilómetros cúbicos, y generó depósitos de debris-flow que cubren una extensión de más de 1000 kilómetros cuadrados en el talud insular y llanura abisal adyacentes (Holcomb y Searle, *op. cit.*).

Conclusiones

El Arco del Andén Verde es una porción semicircular y acantilada de la costa noroccidental de Gran Canaria, que constituye la cabecera cóncava hacia el mar de un gran deslizamiento gravitacional. Se generó por el colapso lateral del flanco norte de un edificio volcánico en escudo, de edad Mioceno medio, formado durante la primera fase de vulcanismo subaéreo de la isla. Este fenómeno provocó la desaparición de una porción del flanco insular de varios kilómetros de longitud, y el brusco retroceso de la línea de costa, que dejó colgadas las cabeceras de los cauces que drenaban el flanco opuesto del edificio.

Agradecimientos

Los autores agradecen a el Dr. Telforo Bravo su aportación a las ideas que se discuten en este trabajo, y al Prof. Juan Coello la lectura crítica del manuscrito. También quieren agradecer a Belén Fernández su asistencia en el trabajo de campo.

Referencias

- Anguita, F. y García-Cacho, L., (1989). *E. S. F. Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote: 146.
- Balcells, R., Barrera, J.L., Gómez Saiz de Aja, J.A., Ruiz García, M.A., (1990): *Mapa Geológico de España E. 1:25000. 1108- I 82-83, Vecindad de Enfrente. Madrid.*
- Boogard, P., Schminke, H. U. y Freundt, A., (1988). *Naturwiss.*, 75: 616-617.
- Carracedo, J.C., (1996): A In: McGuire, W.J., Jones, A.P. y Neuberg, J. (eds.). *Volcano Instability on the Earth and other Planets*. Geol. Soc. London Spec. Public., 110: 125-135.
- Fúster, J.M., Hernández-Pacheco, A., Muñoz, M., Rodríguez Badiola, E. y García-Cacho, L., (1968): *Gran Canaria*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid: 243 pp.
- Hausen, (1962): *Soc. Sci. Fenn. Com. Phy.-Mat.*, 27: 1-48.
- Hernández-Pacheco, A. y Rodríguez Losada, J.A., (1996): *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 169-181.
- Holcomb, R.T. y Searle, R.C., (1991): *Marine Geotech.*, 10: 19-32.
- Moore, J.G., Clague, IGME, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R. y Torresan, M.E., (1989): *J. Geophus Res.*, 94 (B-12): 17465-17484.
- Schminke, H.U., (1968). *Geol. Mitt.*, 8: 23-50.