

Presencia de cenizas y lapilli esferoidales con estructura interna concéntrica (i.e. pelletal lapilli o spinning droplets) en la tefra del volcán Cabezo Segura (Región Volcánica de Calatrava, Ciudad Real)

Presence of spherical ash and lapilli with concentric inner structure (i.e. pelletal lapilli or spinning droplets) in the Cabezo Segura volcano tephra (Calatrava Volcanic Province, Ciudad Real)

Manuel Carracedo Sánchez ⁽¹⁾, Fernando Sarrionandia Eguidazu ⁽²⁾, José Ignacio Gil Ibarguchi ⁽¹⁾ y Javier Arostegui García ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, UPV/EHU, 48940 Leioa; manuel.carracedo@ehu.es; josei.gil@ehu.es; javier.arostegui@ehu.es

⁽²⁾ Departamento Geodinámica, Facultad de Farmacia, UPV/EHU, 01006 Vitoria-Gasteiz; fernando.sarrionandia@ehu.es

ABSTRACT

The Cabezo Segura volcano is located in the central part of the Calatrava Volcanic Province. Some deposits of this volcano are formed by singular spherical lapilli and bombs. These lapilli and bombs are the result of welding of ash and fine-grained lapilli droplets ($\leq 4\text{mm}$) of olivine melilitite composition, spherical morphology and a cored and concentric inner structure. This pattern is similar to that of pelletal lapilli and spinning droplets which appear commonly in kimberlitic, kamafugitic, and carbonatitic pipes. The origin of these peculiar pyroclasts could be related to the fragmentation of a low viscosity magma through magmatic volatile exsolution and the subsequent rotation of magma droplets during ascent within a fluidized system.

Key words: Pelletal lapilli, spinning droplets, spheroidal lapilli, Cabezo Segura volcano

Geogaceta, 46 (2009), 15-18
ISSN: 0213683X

Introducción

Las características morfológicas, estructurales, texturales y composicionales de los piroclastos proporcionan información sobre diversas cuestiones de interés para la vulcanología: 1) los mecanismos de fragmentación del magma, 2) el estilo eruptivo, 3) las características de la columna volcánica, 4) los sistemas de transporte de los clastos, 5) los modelos de soldadura, etc. Por ejemplo, recientemente, Brow *et al.* (2008), estudiando las rocas kimberlíticas coherentes y volcanoclásticas que forman la facies diatrema en la pipe Venetia K2 (Sudáfrica), concluyeron que todas ellas son rocas clásticas que se diferencian únicamente por su grado de soldadura. Estos datos son de interés en el ámbito de la vulcanología, pues los procesos de soldadura sugeridos para estas rocas son posibles también en piroclastos derivados de magmas básicos y ultrabásicos de baja viscosidad, aunque son diferentes de aquellos que se desarrollan en los piroclastos vítreos y vesiculados derivados de magmas más silíceos.

El objetivo de este trabajo es describir las características mineralógicas, texturales y estructurales de unos piroclastos singulares que se encuentran en la tefra del volcán Cabezo Segura, ubicado en la parte central de la Zona Volcánica de Calatrava (Ancochea, 1983; Ancochea y Brandle, 1982; Poblete, 1995; López Ruiz *et al.*, 2002; Ancochea, 2004). Se trata de piroclastos de tamaño ceniza y lapilli ($\leq 4\text{ mm}$) de composición máfica que tienen una forma esferoidal y una estructura interna concéntrica. A partir de ahora, los vamos a denominar piroclastos esferoidales concéntricos. También expondremos un bosquejo sobre su origen.

Piroclastos de estructura parecida, denominados *pelletal lapilli* o *spinning-droplets*, son componentes comunes de las diatremas kimberlíticas, siendo también frecuentes en las kamafugíticas o carbonatíticas (e.g., Mitchell, 1995, Junqueira-Brow *et al.*, 1999; Lloyd y Stoppa, 2003 y referencias incluidas). La singularidad de los piroclastos esferoidales concéntricos descritos a continuación radica en que: 1) son cenizas y

lapilli que están soldados y forman, con su unión, lapilli esferoidal de mayor tamaño e incluso bombas esferoidales, 2) no tienen relación con magmas kimberlíticos, kamafugíticos ni carbonatíticos, sino con melilititas olivínicas, y 3) no están relacionados con pipes, sino que se encuentran en depósitos proximales de un cono volcánico construido por la superposición de lavas y tefras estrombolianas, hawaianas e hidrovulcánicas.

El volcán Cabezo Segura

El volcán Cabezo Segura, situado unos 6 km al SO de Ciudad Real, entre los ríos Guadiana y Jabalón, está formado por dos focos volcánicos próximos separados aproximadamente 1.5 km. Ambos focos tuvieron dinámicas eruptivas similares y edificaron simultáneamente dos edificios volcánicos solapados. La actividad fue esencialmente efusiva, con emisión de varias coladas de lava relativamente potentes ($\leq 20\text{ m}$) aunque de extensión reducida (3-4 km), pero también se desarrollaron episodios explosivos, unos

esencialmente estrombolianos y otros hidrovolcánicos (Poblete, 1995).

Una parte de los depósitos de este volcán presenta características singulares (componentes, granulometría, vesicularidad, estructura, etc.) no equiparables a aquellas de los más típicos depósitos estrombolianos de su entorno, como pueden ser por ejemplo los depósitos de cinder escoriáceo del volcán de la Yezosa, ni a aquellas de los más típicos depósitos hidrovolcánicos de su entorno, como pueden ser por ejemplo las tobas hidrovolcánicas del volcán Cerro Gordo. Estos depósitos peculiares del volcán Cabezo Segura están formados esencialmente por tefra de tamaño lapilli a bomba (2 mm a 200 mm), esférica y densa (poco vesicular), que se distribuye en niveles mal clasificados, de límites difusos, con potencias comprendidas entre 10 y 150 cm y escasa extensión lateral (< 60 m), con frecuentes cambios laterales de facies. Los piroclastos esferoideales están sueltos o cementados por una fina película de carbonato cálcico que los recubre, pero no están soldados. Las capas formadas por tefra esférica intercalan algunos niveles cineríticos de potencia milimétrica (Figs. 1A y B).

La estructura interna de los lapilli y de las bombas esferoideales es también peculiar (Figs. 1C y D). No se trata, como es común en otras bombas y lapilli, de piroclastos de estructura interna coherente (no fragmental) formados por el enfriamiento y solidificación de fragmentos de lava de tamaño lapilli y bomba emitidos directamente desde el foco volcánico, y que adquieren su forma esférica durante el vuelo. Por el contrario, son piroclastos con estructura interna fragmental que están formados por la soldadura de clastos de tamaño ceniza y lapilli fino (≤ 4 mm) de distintas tipologías (Figs. 1E y F). En este trabajo sólo se describen los piroclastos esferoideales concéntricos que forman parte de estos lapilli y bombas esferoideales.

Piroclastos esferoideales concéntricos

Los piroclastos esferoideales concéntricos tienen un tamaño variable entre ceniza (0.3–2 mm) y lapilli (gránulo; 2–4 mm) y su forma varía entre esférica y elíptica. Están compuestos por un núcleo cristalino rodeado por un borde micro-criptocristalino orientado de forma concéntrica o en espiral en torno al núcleo. Siguiendo la terminología descriptiva propuesta por Webb (2006), su esfericidad es mayor de 0.7, i.e. son prácticamente equidimensionales, bien redon-

deados y su perfil es suavemente curvo (irregularidad > 0.9). Su estructura interna es nucleada (*cored*). El núcleo cristalino está rodeado por un microborde (≤ 2 mm) simple, completo, simétrico o asimétrico; sólo en algunos casos el borde es incompleto.

El núcleo está ocupado por fenocristales (0.5–1.5 mm) y microfenocristales (0.05–0.5 mm) juveniles de olivino y, en menos ocasiones, de augita. Los fenocristales y microfenocristales son casi siempre completos e idiomorfos, aunque están culminados a veces por terminaciones esqueléticas y presentan con cierta frecuencia texturas de reabsorción (golfos de corrosión en el olivino y redondeamientos o texturas celulares esponjosas en la augita). Los fragmentos de cristales son escasos. Más rara vez, el núcleo está formado por xenolitos (< 2 mm) y xenocristales (< 1 mm) mantélicos (lherzholitas o cristales xenomorfos de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno, este último con texturas coroníticas) o por un clasto juvenil (cognate) previamente solidificado. El núcleo cristalino está situado casi siempre en el centro del clasto, aunque en ocasiones adopta una posición excéntrica.

El borde del clasto está formado por microfenocristales y microlitos de augita, olivino y, más rara vez, melilita, inmersos en una matriz criptocristalina. Los minerales prismáticos del borde están dispuestos en varias capas, orientados de forma tangencial en torno al núcleo cristalino: definen así una estructura concéntrica o espiral. La anchura del borde es muy variable pero nunca superior a 2 mm. Alcanza con frecuencia más de la mitad del diámetro del clasto, aunque en ocasiones forma sólo una delgada película alrededor del núcleo cristalino. Un aspecto importante, por sus posibles connotaciones genéticas, es que en estas partículas no hay vesículas.

Como señalamos en el apartado anterior, los piroclastos esferoideales concéntricos forman parte de los lapilli y las bombas esferoideales, en donde aparecen soldados entre sí o a otros tipos de clastos. Los márgenes de los piroclastos esferoideales concéntricos varían entre difusos/mal definidos, cuando la soldadura se realiza por coalescencia, y netos/bien definidos, cuando la soldadura se realiza por aglutinación. En cualquier caso, aunque la soldadura se desarrolle mediante coalescencia se intuye la naturaleza fragmental de la roca debido a que los clastos preservan la estructura concéntrica en torno al núcleo cristali-

no, lo cual permite diferenciar los clastos vecinos.

Parecidos y confusiones posibles

Los piroclastos esferoideales concéntricos tienen una estructura parecida al *pelletal lapilli* de Mitchell (1995), es decir, a clastos discretos de tamaño lapilli (2–64 mm), esféricos a elípticos, que tienen un núcleo cristalino y un borde o manto de kimberlita coherente. El núcleo está formado normalmente por un cristal euhedral relativamente grande de olivino o, en algunas ocasiones, de flogopita o un fragmento lítico. Los mantos o bordes están formados por material microfenocristalino de grano fino en el cual los minerales prismáticos están comúnmente alineados por flujo. También tienen una estructura similar a los *spinning-droplets* de Junqueira-Brod *et al.* (1997) es decir, a fragmentos juveniles esféricos (de hasta 12 mm de diámetro) compuestos por un núcleo cristalino y un borde microporfídico con estructura concéntrica; en este caso los fenocristales del núcleo son, en orden de abundancia, flogopita, augita y olivino. El *pelletal lapilli* se encuentra esencialmente en las facies diatrema de pipes kimberlíticas (Mitchell, 1995). Los *spinning-droplets* se encuentran en las facies diatrema de lavas de afinidad kamafugítica. Ambos tipos de clastos son en esencia similares a los piroclastos esferoideales concéntricos, de los que únicamente difieren en su mineralogía, consecuencia lógica de la diferente composición de los fundidos originales, kimberlíticos y kamafugíticos frente a las melilititas olivínicas.

El *pelletal lapilli* encontrado en los complejos melilitíticos-carbonatíticos de Mt Vulture (Italia) es un tanto especial (e.g., Lloyd y Stoppa, 2003). Se trata de lapilli ($\phi \approx 2$ cm) esférico, nucleado, compuesto en el sentido de Web (2006), formado por un núcleo centimétrico de Cr-dióxido, hastingsita o fragmentos de lherzholita, rodeados por 2 o más capas sucesivas de diferente composición, en este ejemplo melilitita y carbonatita (e.g., Lloyd y Stoppa, 2003). Los piroclastos esferoideales concéntricos son clastos nucleados simples en el sentido de Web (2006), y en su mineralogía la melilita es ocasional y accesoria mientras que el carbonato primario está ausente.

Macroscópicamente, los piroclastos esferoideales concéntricos de Calatrava se parecen al *cored* o *armoured lapilli*, formado por un núcleo ocupado por un fragmento lítico, una pómez, o un cristal, rodeados por ceniza fina a gruesa (Waters y

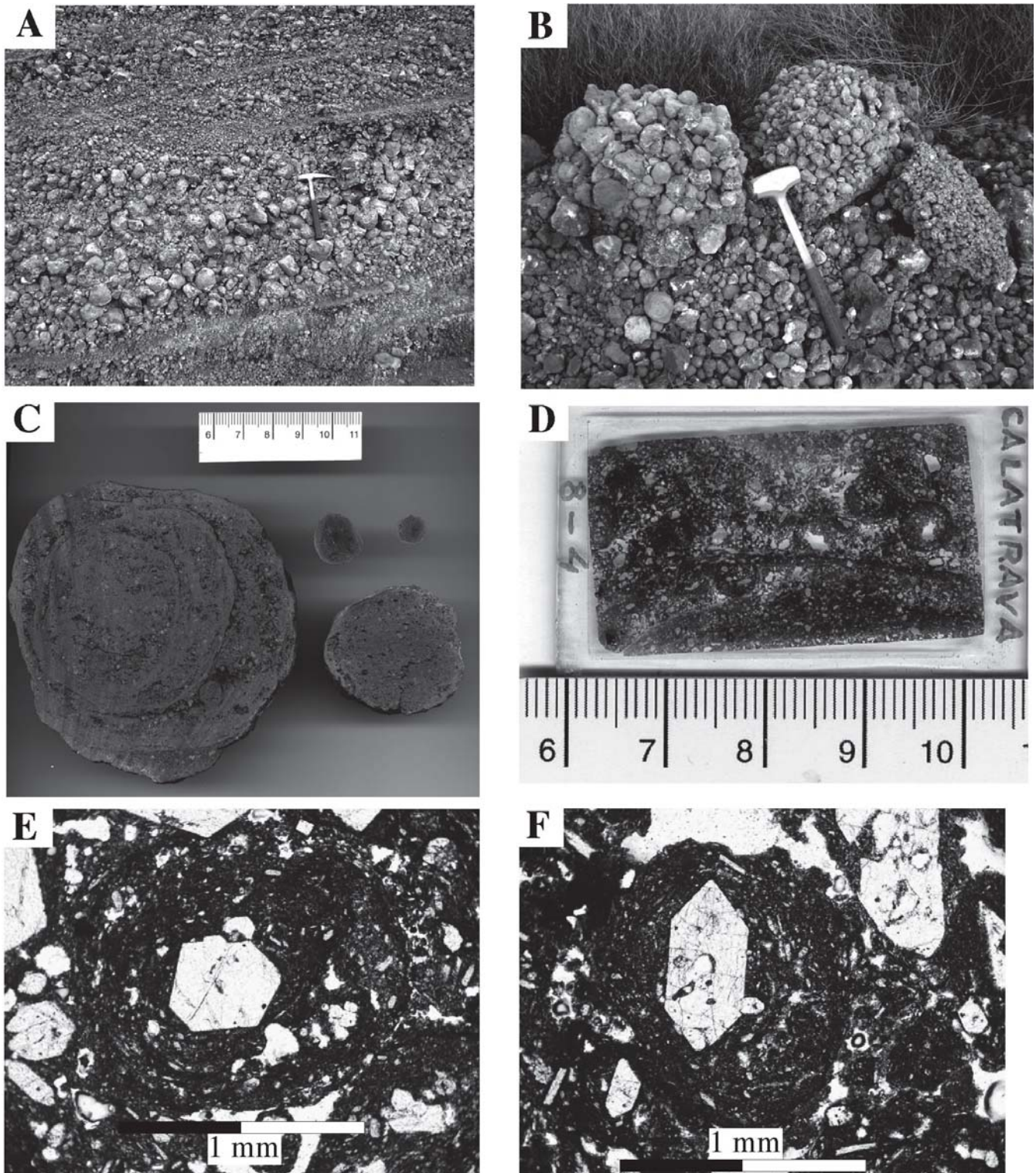


Fig. 1.- A) Modo de afloramiento de las tefras formadas por lapilli y bombas esferoidales del volcán Cabezo Segura (Ciudad Real). B) Bloques formados por lapilli y bombas esferoidales de diferentes granulometrías, cementados por calcita, desprendidos del afloramiento de la foto A. C) Secciones transversales de lapilli y bombas esferoidales de distinta granulometría, en los que es manifiesta su naturaleza clástica. D) Escáner de una lámina delgada de la bomba de la foto C, en la que se observan varios piroclastos esferoidales de tamaño lapilli, con diámetro ≤ 4 mm. E y F) Lapilli esferoidal concéntrico (núcleos paralelos) que forma parte de la bomba esferoidal de la foto. Los fenocristales del núcleo son de olivino y los microfenocristales y microlitos dispuestos de forma concéntrica en torno a ellos son de olivino y clinopiroxeno.

Fig. 1.- A) Outcrop characteristics of Cabezo Segura Volcano (Ciudad Real) spheroidal lapilli and bombs. B) Boulders, detached from the A photograph outcrop, formed by different granulometric spheroidal lapilli and bombs. C) Transversal sections of spheroidal lapilli and bombs of different grain sizes, which show their clastic nature. D) Thin section scanned image of one bomb of the C photograph; this image shows some lapilli size spheroidal pyroclasts (diameter ≤ 4 mm). E and F) Spheroidal concentric lapilli (parallel polars) which constitute spheroidal bombs of the C photograph. The core phenocrysts are olivine and the concentrically oriented microphenocrysts and microlites are of olivine and clinopiroxeno.

Fisher, 1971). Sin embargo, al microscopio ambos tipos de clastos se diferencian fácilmente, puesto que los piroclastos esferoidales concéntricos estudiados tienen un núcleo formado casi siempre por un cristal juvenil euhedral y el borde está compuesto de microfenocristales y microlitos orientados concéntricamente, inmersos en una mesostasis criptocristalina, y además no hay ceniza. Por otro lado, el *armored lapilli* mimetiza con frecuencia la forma de su núcleo y no son siempre esféricos (Junqueira-Brod, 1999). La ausencia de ceniza diferencia netamente a los piroclastos esferoidales concéntricos de los lapilli acrecionales.

Los piroclastos esferoidales concéntricos descritos tienen también una forma y un tamaño parecido a las lágrimas de Pele's. Sin embargo, de nuevo al microscopio se diferencian fácilmente puesto que las lágrimas de Pele's son esencialmente vítreas, aunque en ocasiones presentan microlitos o microfenocristales (e.g., Moune *et al.*, 2007), y no son tan cristalinos como los piroclastos esferoidales concéntricos. Además, carecen de una estructura interna nucleada y concéntrica.

Formación de los piroclastos esferoidales concéntricos

Igual que en el caso de los *pelletal lapilli* y los *spinning droplets*, la naturaleza piroclástica, i.e., su formación a partir de una erupción volcánica explosiva, de estos clastos es incuestionable. Sin embargo, la ausencia de vesículas plantea el problema del origen de los gases que desencadenan la explosión. Precisamente, el carácter no vesiculado de la tefra ha sido un argumento utilizado para invocar la participación de agua externa en el pro-

ceso de fragmentación de los magmas. Sin embargo, en estos depósitos esferoidales no hay evidencias de fragmentación hidrovulcánica: 1) no hay clastos líticos derivados del sustrato prevolcánico, 2) no hay depósitos de oleadas piroclásticas, 3) no hay estructuras ni componentes relacionados con el emplazamiento húmedo de la tefra (estructuras de impacto, lapilli acrecional, etc.), 4) no hay vidrio sideromelánico-palagonítico.

Por todo ello, se considera que la fragmentación explosiva del magma se habría producido por la exsolución y separación de los volátiles magmáticos, procesos que se pueden desarrollar de forma relativamente rápida en fundidos de baja viscosidad (Brown *et al.*, 2008). Una vez fragmentado el magma a tamaño ceniza y lapilli fino, las gotas de lava parcialmente cristalinas ascenderían en un sistema fluidificado a una velocidad elevada, velocidad necesaria para mantener separadas partículas de baja viscosidad. En este sistema, las gotas de lava que incluyen cristales girarían, provocando la orientación de los microfenocristales y microlitos no equidimensionales alrededor de los fenocristales. Durante el giro, las gotas de lava pudieron sufrir un proceso de centrifugado, concentrando alrededor del núcleo fenocristalino la fracción cristalina, de mayor densidad, y expulsando del borde gotas de fundido y gases residuales. Las gotas de lava adquirirían así una forma esférica y una estructura concéntrica en torno al núcleo fenocristalino.

Agradecimientos

A Francisco De La Cruz, por las magníficas láminas delgadas realizadas. Ministerio de Ciencia e Innovación, Grupo

Consolidado, project CGL2008-01130/BTE. Agradecemos la revisión realizada por el Dr. Eumenio Ancochea.

Referencias

- Ancochea, E. y Brandle, J.L. (1982). *Revista de Geofísica*, 38, 133-138.
- Ancochea, E. (1983). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral Univ. Madrid, 675 p.
- Ancochea, E. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 676-677.
- Brown, R..J., Buse, B., Sparks, R.S.J. y Field, M. (2008). *The Journal of Geology*, 116, 354-374.
- Junqueira-Brod, T.C., Brod, J.A., Gibson, S.A. y Thompson, R.N. (1999). *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (3), 437-440.
- Lloyd, F. E. y Stoppa, F. (2003). *GeoLines*, 15, 65-71
- López Ruiz, J.L., Cebriá, J.M. y Doblas, M. (2002). En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.) The Geological Society, 417-438.
- Mitchell, R.H. (1995). *Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology*. Plenum Press, 442 p.
- Moune, S., Faure, F., Gauthier, P.J. y Sims, K.W.W. (2007). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164, 244-253.
- Poblete, M.A. (1995). *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo, 467 p.
- Water, A.C. y Fisher, R.V. (1971). *Journal Geophysical Research*, 76, 5596-5614.
- Web, K.J. (2006). En: *Kimberlite Emplacement Whorkshop*. Long Abstracts, 1-5.