

Brusco incremento de foraminíferos planctónicos aberrantes en Agost (SE España) tras el límite Cretácico/Paleógeno

Sharp increase of aberrant planktic foraminifera at Agost (SE Spain) after the Cretaceous/Paleogene boundary

Ignacio Arenillas^{1*}, José Antonio Arz¹ y Vicente Gilabert¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, e Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA), Universidad de Zaragoza, E-50009 Zaragoza, España.

ias@unizar.es

*Corresponding author

ABSTRACT

The biostratigraphic and quantitative data of planktic foraminifera from the Agost section (Alicante, SE Spain) have been reviewed, and the relative abundance of aberrant planktic foraminifera after the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary has been estimated. Two intervals with environmental stress have been identified in the lower Danian, characterized by the increase in aberrant specimens: 1) Interval of the first 10 Ka after the K/Pg boundary, linked to the long-term effects of the Chicxulub impact; 2) Interval between 100 and 350 Ka after the K/Pg boundary, linked to the Ambelani volcanic pulse of the Deccan.

Key-words: FAI, lower Danian, Chicxulub, Deccan.

RESUMEN

Se han revisado los datos bioestratigráficos y cuantitativos de foraminíferos planctónicos de la sección de Agost (Alicante, SE España), y se ha estimado la abundancia relativa de foraminíferos planctónicos aberrantes tras el límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg). Se han identificado dos intervalos con estrés ambiental en el Daniense inferior, caracterizados por el incremento de ejemplares aberrantes: 1) Intervalo de los primeros 10 Ka tras el límite K/Pg, relacionado con los efectos a largo plazo del impacto de Chicxulub; 2) Intervalo entre 100 y 350 Ka tras el límite K/Pg, relacionado con el pulso volcánico Ambelani del Decán.

Palabras clave: FAI, Daniense inferior, Chicxulub, Decán.

Geogaceta, 75 (2024), 59-62

<https://doi.org/10.55407/geogaceta100878>

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 10/07/2023

Fecha de revisión: 24/10/2023

Fecha de aceptación: 24/11/2023

Introducción

Junto con Caravaca (Murcia) y Zumaia (Guipúzcoa), Agost (Alicante) es una de las secciones españolas del límite Cretácico/Paleógeno (K/Pg) más conocidas internacionalmente. Ha sido objeto de numerosos estudios multidisciplinarios de alta resolución (ver Molina *et al.*, 2004, y referencias aquí citadas). Molina *et al.* (2009) no la incluyeron como sección auxiliar del estratotipo del límite K/Pg (o GSSP de la base del Daniense), debido a que fue seleccionada la cercana y más conocida sección de Caravaca. Sin embargo, la capa negra de arcilla del límite K/Pg de Agost fue declarada Geositio o Lugar de Interés Geológico (LIG, código geosite KT003) y monumento natural en el Decreto 45/2020, de 3 de abril, de la Generalitat Valenciana (DOGV, número 8797, de 24.04.2020).

En este trabajo se han revisado y actualizado los datos bioestratigráficos y cuantitativos de foraminíferos planctónicos del tránsito K-Pg de Agost, principalmente del Daniense inferior, y se ha analizado el índice de anormalidad de

foraminíferos (FAI, en siglas inglesas). El FAI mide la abundancia relativa de ejemplares aberrantes de foraminíferos que, en este trabajo, se ha aplicado para los foraminíferos planctónicos. El objetivo es aportar nuevos datos cuantitativos (FAI) que contribuyan a reconstruir los cambios y eventos paleoambientales, paleoclimáticos y paleoceanográficos que acontecieron durante los primeros 500 Ka (= kiloaños o miles de años) tras el límite K/Pg, y su relación con las perturbaciones ambientales provocadas por el impacto de Chicxulub (Yucatán, México) y el volcanismo masivo del Decán (India).

Contexto geológico

La sección del tránsito K-Pg de Agost pertenece a las Unidades Intermedias de las Cordilleras Béticas, situadas entre el Prebético Interno y el Subbético Externo. Se localiza a 1,5 km al norte de la población homónima (38.451 N, 0.636 W; Molina *et al.*, 2004; Fig. 1). El Maastrichtense superior de Agost pertenece a la Formación Raspay y el Daniense inferior a la Formación Agost (Chacón y Martín-Chilvet,

2005). Las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican una profundidad batial medio (Alegret *et al.*, 2003). El intervalo estudiado consiste en margas grises masivas, aunque en el Daniense inferior son frecuentes las intercalaciones de calizas margosas (Molina *et al.*, 2004). Según los datos magnetoestratigráficos de Groot *et al.* (1989) en Agost, el límite entre las magnetozonas C29r/C29n se sitúa 220 cm por encima del límite K/Pg. Los límites K/Pg y C29r/C29n han sido recientemente calibrados con métodos astrocronológicos en 66,001 y 65,700 Ma respectivamente (ver referencias en Gilabert *et al.*, 2022), por lo que la tasa de sedimentación media en Agost es aproximadamente de 0,73 cm/Ka.

El comienzo del Daniense está marcado por una capa de arcilla oscura de aproximadamente 10 cm de potencia, dividida en dos capas de aproximadamente 4 cm la inferior y 6 cm la superior, siendo la inferior de un color casi negro. En la base de esta capa negra, se identifica una lámina arcillosa roja ferruginosa de 2-3 mm de potencia, enriquecida en Ir, espinelas ricas en Ni, y microesférulas de impacto (Smit, 1990; Martí-

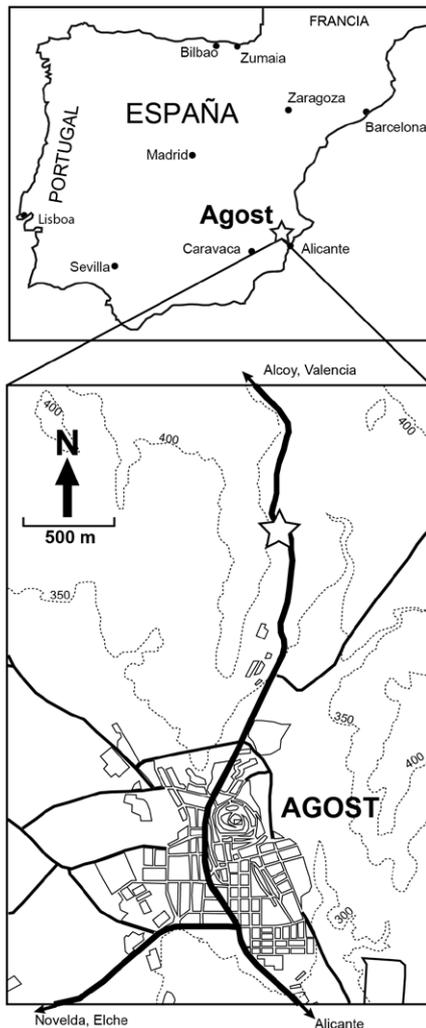


Fig. 1.- Localización geográfica de la sección del límite K/Pg de Agost, y del Geosito "Capa negra o Nivel de arcilla del límite K/T en Agost". Coordenadas geográficas citadas en el texto.

Fig. 1.- Geographic location of the K/Pg boundary section of Agost, and of the Geosite "Black Bed or Clay Level of the K/T boundary in Agost". Geographic coordinates cited in the text.

nez-Ruiz *et al.*, 1999; Villasante-Marcos *et al.*, 2007). Este nivel rojo es similar a otros niveles de eyecta distales del impacto de Chicxulub en secciones de medios pelágicos del Tetis occidental (Smit, 1990; Molina *et al.*, 2009; Arz *et al.*, 2022).

Material y métodos

Se analizaron un total de 34 muestras, de las cuales 5 pertenecen a los últimos 50 cm del Maastrichtense superior, y 29 a los primeros 500 cm del Daniense inferior (Fig. 2). Todas las muestras fueron preparadas mediante la técnica del levigado, siendo disgregadas en una solución de H_2O_2 y lavadas con un tamiz de 63 μm . Los análisis cuantitativos se basaron en una alícuota representativa de

aproximadamente 300 ejemplares por muestra. Para el cálculo de las abundancias relativas (%) en el Daniense inferior, se han excluido los ejemplares de especies cretácicas, los cuales hemos considerado como reelaborados basándonos en recientes evidencias cuantitativas y estadísticas obtenidas por Arenillas *et al.* (2022).

Tanto el análisis biostratigráfico como el cuantitativo de foraminíferos planctónicos de Agost se han basado en los datos publicados en Molina *et al.* (1996, 2004). Tras revisar todas las muestras de Agost, estos datos fueron actualizados por nosotros en Metsana-Oussaid *et al.* (2019) y Arenillas *et al.* (2021). Para las determinaciones bioestratigráficas, se han utilizado las recientes biozonación y acmé-zonación de Arenillas *et al.* (2021) para el Daniense inferior, y se ha comparado con la biozonación más estandarizada de Wade *et al.* (2011). En el cálculo del FAI (%) de cada muestra, se han seguido los criterios diagnósticos de Arenillas *et al.* (2018) que permiten reconocer la tipología de formas aberrantes de foraminíferos planctónicos.

Biostratigrafía

El intervalo estratigráfico del Maastrichtense representado en la figura 2 pertenece a la Biozona CF1 de Li y Keller (1998), en cuyo techo se identificó el horizonte de extinción en masa catastrófico del límite K/Pg (Molina *et al.*, 1996).

En el Daniense inferior (Fig. 2), se han reconocido las Biozonas Dan1, Dan2, Dan3 y Dan4 de Arenillas *et al.* (2021). La primera es equivalente a la Biozona P0 de Wade *et al.* (2011) y abarca los primeros 4 cm danienses. Las Biozonas Dan2 y Dan3 son aproximadamente equivalentes a la Biozona P α de Wade *et al.* (2011), y se sitúan entre 4 y 14 cm y 14 y 45 cm respectivamente. La Biozona Dan3 se divide en las Subbiozonas Dan3a y Dan3b, las cuales se sitúan entre 14 y 26 cm y 26 y 45 cm respectivamente. Las Subbiozonas Dan4a, Dan4b y Dan4c son equivalentes a las Subbiozonas P1a, P1b y P1c de Wade *et al.* (2011), y se sitúan respectivamente entre 45 y 160 cm, 160 y 380 cm, y de 380 cm hasta el final del intervalo estratigráfico estudiado. Según las calibraciones magneto- y astrocronológicas de Arenillas *et al.* (2021) y Gilabert *et al.* (2022), las bases de Dan2, Dan3a, Dan3b, Dan4a, Dan4b y Dan4c tienen respectivamente unas eda-

des aproximadas de 5, 20, 30, 70, 200 y 500 Ka tras el límite K/Pg (ver Fig. 3).

Acme-estratigrafía

En el Daniense inferior (Fig. 2), se han reconocido las Biozonas de Apogeo o Acme-zonas DanAZ1 (apogeo de *Guembelitria*), DanAZ2 (apogeo de parvularugoglobigerinidos: *Parvularugoglobigerina* y *Palaeoglobigerina*), y DanAZ3 (apogeo de chiloguembelinidos: *Woodringina* y *Chiloguembelina*). Según Arenillas *et al.* (2021) y Gilabert *et al.* (2022), las bases de DanAZ2 y DanAZ3 tienen respectivamente una edad aproximada de 10 y 40 Ka tras el límite K/Pg (ver Fig. 3). En este trabajo, se propone una cuarta acmezona (DanAZ4), cuya datación todavía no ha sido precisada, en la que predominan otros géneros, principalmente *Eoglobigerina*, *Subbotina*, *Parasubbotina*, *Globanomalina* y *Praemurica*.

Las acme-zonas descritas se basaron en los acmé-estadios de foraminíferos planctónicos (PFAS en siglas inglesas) previamente reconocidos en secciones del Tetis y del Golfo de México y Caribe (ver Arenillas *et al.*, 2021). Los acmé-estadios son unidades bioestratigráficas informales basadas en el apogeo de determinados taxones. Si un acmé-estadio no se repite en el tiempo por que es el resultado de un cambio evolutivo, es susceptible de ser reconvertido formalmente en una acmé-biozona; si se repite en el tiempo por que es el resultado de cambios paleoambientales iterativos o cíclicos, es susceptible de ser reconvertido en una ecozona. Arenillas *et al.* (2021) reconvirtieron los acmé-estadios PFAS en acmé-zonas tras confirmar que tenían un origen evolutivo y que eran muy útiles para cronocorrelación global. En Caravaca, Gilabert *et al.* (2021) reconocieron 7 subestadios en el PFAS-3 (=DanAZ3), que denominaron α , T1, O1, T2, O2, T3 y O3, de las cuales, los subestadios T representan apogeos de *Chiloguembelitra*. Todos ellos se han podido reconocer también en Agost (Fig. 2), excepto O1 y T3, cuya señal es muy débil. Teniendo en cuenta los datos cuantitativos en Agost y en otras localidades (ver Gilabert *et al.*, 2022; Krahl *et al.*, 2023), no es posible todavía reconvertir formalmente los subestadios de Gilabert *et al.* (2021) en subzonas de DanAZ3, porque podrían ser más bien resultado de cambios paleoambientales iterativos locales o globales.

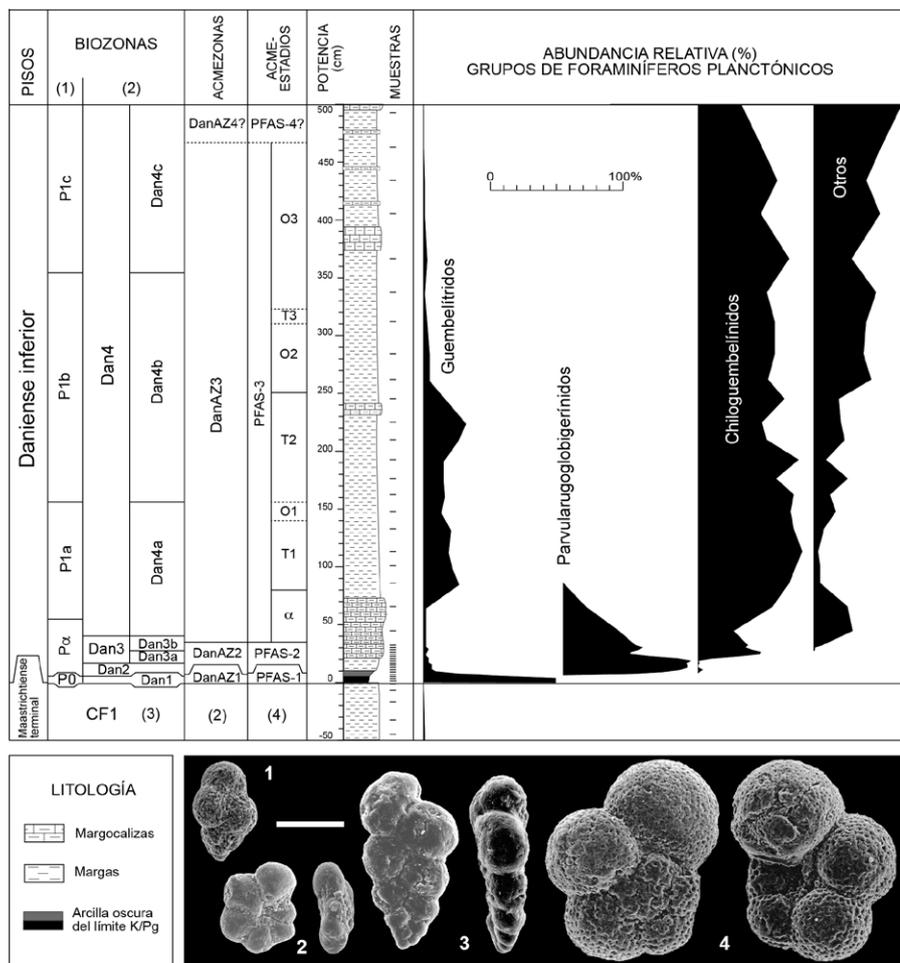


Fig. 2.- Columna estratigráfica de la sección de Agost; posición de las biozonas de (1) Wade et al. (2011), (2) Arenillas et al. (2021), y (3) Li y Keller (1998), y de las acmé-zonas y acmé-estadios de (2) Arenillas et al. (2021) y (4) Gilabert et al. (2021); abundancia relativa (%) de guembelitrídeos, parvularugoglobigerínidos, chiloguembelínidos y otros grupos de foraminíferos planctónicos; ejemplos de especies pertenecientes a los cuatro grupos de foraminíferos planctónicos considerados: 1) *Chiloguembelitra hofkeri*, 2) *Parvularugoglobigerina longiapertura*, 3) *Chiloguembelina midwayensis*, y 4) *Parasubbotina pseudobulloides*; barra de escala: 100 µm.

Fig. 2.- Stratigraphic column of the Agost section; position of the biozones of (1) Wade et al. (2011), (2) Arenillas et al. (2021), and (3) Li and Keller (1998), and of the acme-zones and acme-stages of (2) Arenillas et al. (2021) and (4) Gilabert et al. (2021); relative abundance (%) of guembelitrídeos, parvularugoglobigerínidos, chiloguembelínidos, and other groups of planktic foraminifera; examples of species belonging to the four groups of planktic foraminifera considered: 1) *Chiloguembelitra hofkeri*, 2) *Parvularugoglobigerina longiapertura*, 3) *Chiloguembelina midwayensis*, and 4) *Parasubbotina pseudobulloides*; scale bar: 100 µm.

Como ya fue observado previamente en Caravaca y en otras secciones pelágicas del mundo (Arenillas et al., 2018, 2022; Gilabert et al., 2021, 2022), desde el límite K/Pg hasta la parte media de la Subbiozona Dan4b o límite T2/O2 (es decir, en los primeros 350 Ka tras el límite K/Pg), se registra un incremento brusco en la abundancia de foraminíferos planctónicos aberrantes (Fig. 3). Los valores más altos se alcanzan en la Biozona Dan1 (= P0) o capa inferior de la arcilla oscura del límite K/Pg (Fig. 3), es decir, en los primeros 5 Ka danienses, con valores del FAI de entre 21 a 28%. Los valores del FAI son también muy altos (12-18%) en la parte superior de la capa de arcilla oscura, es

decir, hasta aproximadamente los primeros 10 Ka tras el límite K/Pg. En el resto del acmé de aberrantes, el FAI se mantiene entre 6 y 12%, siendo ligeramente más alto en T1 (10-12%) y T2 (8-10%). Todo ello contrasta con los valores bajos del Maastrichtiense terminal (FAI entre 1 y 3%) y tras el límite T2/O2 (FAI entre 2 y 4%). En Agost, este segundo intervalo con valores altos de FAI (desde T1 hasta T2) puede ser calibrado aproximadamente entre 100 y 350 Ka tras el límite K/Pg (Fig. 3).

Evento-estratigrafía

De acuerdo a la evolución del FAI en Agost, se pueden identificar dos intervalos

los que reflejan un importante estrés ambiental. El primero y más intenso se identifica en la arcilla oscura del límite K/Pg (Acmezona DanAZ1), es decir, en los primeros 10 Ka tras el impacto de Chicxulub y el evento de extinción en masa catastrófica del límite K/Pg (Molina et al., 1996; Arenillas et al., 2018). Está caracterizado por el apogeo de *Guembelitra* y un brusco incremento del FAI (Figs. 2 y 3). Se ha relacionado con los efectos a largo plazo del impacto de Chicxulub, como un calentamiento climático global, alteraciones en la productividad y en la acidez de los océanos, y la contaminación química de la superficie oceánica (Smit, 1990; Arenillas et al., 2018; Sepúlveda et al., 2019; Gilabert et al., 2021, 2022; Krahl et al., 2023).

El segundo intervalo con estrés ambiental se identifica entre los subestadios T1 y T2 (parte inferior de DanAZ3), y está caracterizado por apogeos de *Chiloguembelitra* y valores elevados de FAI (Figs. 2 y 3). Este intervalo ha sido relacionado fundamentalmente con el emplazamiento de la Formación Ambelani de las Traps del Decán, un pulso volcánico del Decán que aconteció aproximadamente entre 50 y 380 Ka tras el límite K/Pg, y que provocó contaminación química de la superficie oceánica en un momento de reducida eficiencia de la bomba biológica (Gilabert et al., 2021, 2022; Krahl et al., 2023).

Conclusiones

El análisis de la evolución del índice de anomalía de foraminíferos (FAI) en la sección de Agost (Alicante) sugiere dos intervalos de estrés ambiental tras el límite K/Pg: 1) Intervalo de los primeros 10 Ka del Daniense, coincidiendo con el depósito de la capa de arcilla oscura del límite K/Pg, y que se relaciona con los efectos a largo plazo del impacto de Chicxulub; 2) Intervalo entre 100 y 350 Ka tras el límite K/Pg, el cual se relaciona con el pulso volcánico Ambelani del Decán. Estos intervalos se caracterizan por el fuerte incremento en la abundancia relativa de ejemplares aberrantes de foraminíferos planctónicos, lo cual contrasta con los bajos valores del FAI tanto en el Maastrichtiense terminal como en el resto del Daniense estudiado.

Contribución de los autores

Arenillas, Arz y Gilabert: metodología, adquisición de datos, edición, figuras,

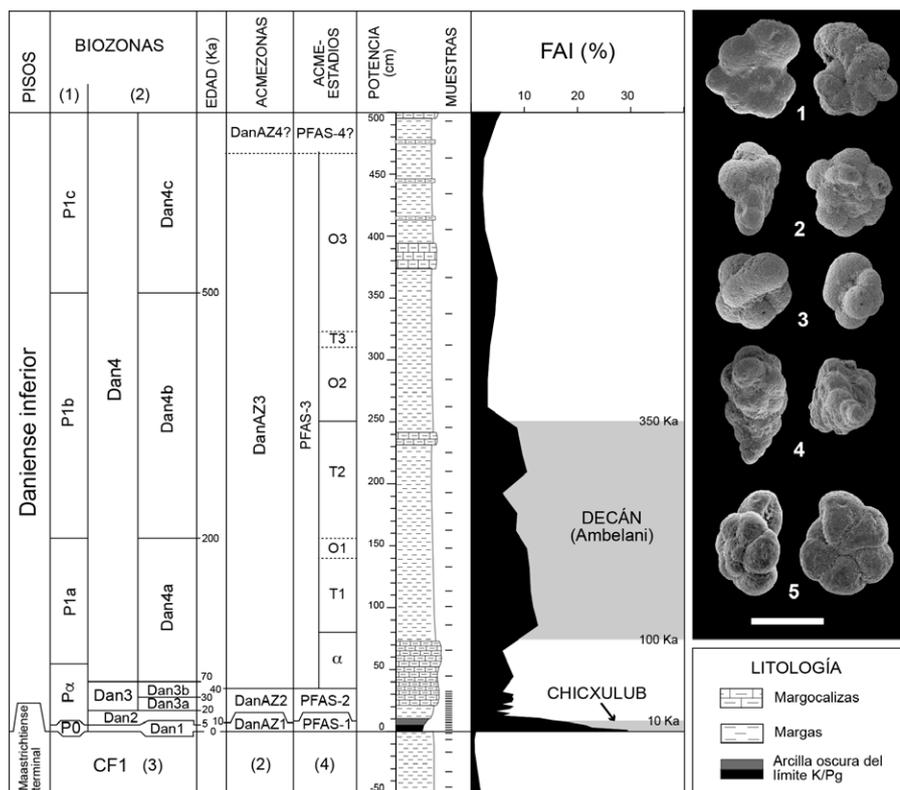


Fig. 3.- Abundancia relativa (%) de ejemplares aberrantes de foraminíferos planctónicos en la sección de Agost. FAI = índice de anomalía de foraminíferos planctónicos. Edades expresadas en Ka tras el límite K/Pg y basadas en las calibraciones de Arenillas et al. (2021) y Gilabert et al. (2021). Los dos intervalos con altos valores de FAI, y los posibles eventos desencadenantes (impacto de Chicxulub y pulso volcánico Ambelani del Decán), se señalan con sombreado gris. Ejemplos de formas aberrantes de foraminíferos planctónicos: A1) *Pv. longiapertura*, con cámara deforme protuberante, A2) *Parvularugoglobigerina* sp., con última cámara doble gemela, A3) *Parvularugoglobigerina sabina*, con última cámara tipo-bulla, A4) *Woodringina hornerstownensis*, con crecimiento multiseriado, y A5) *Pv. longiapertura*, con concha anormalmente espiroconvexa; barra de escala: 100 µm.

Fig. 3.- Relative abundance (%) of aberrant specimens of planktic foraminifera in the Agost section. FAI = foraminiferal abnormality index. Ages expressed in Ka after the K/Pg boundary and based on the calibrations of Arenillas et al. (2021) and Gilabert et al. (2021). The two intervals with high FAI values, and the possible triggering events (Chicxulub impact and Ambelani volcanic pulse of the Deccan), are indicated with gray shading. Examples of aberrant specimens of planktic foraminifera: A1) *Pv. longiapertura*, with a protruding aberrant chamber, A2) *Parvularugoglobigerina* sp., with ultimate double twinned chamber, A3) *Parvularugoglobigerina sabina*, with a bulla-like last chamber, A4) *Woodringina hornerstownensis*, with multiseriate growth, and A5) *Pv. longiapertura*, with abnormally spiroconvex test; scale bar: 100 µm.

revisión del manuscrito, investigación/ análisis. Arenillas: estructura del trabajo, coordinación, supervisión.

Agradecemos los comentarios y correcciones realizadas por el editor Alberto Pérez y por dos revisores anónimos.

Agradecimientos

Este trabajo está financiado por el proyecto PID2022-136233NB-I00 del MCIN/AEI/10.13039/501100011033, por el Grupo E33_23R del Gobierno de Aragón, y por FEDER A way of making Europe. VG disfruta de un contrato postdoctoral Margarita Salas financiado por el Ministerio de Universidades de España y por la NextGenerationEU de la Unión Europea.

Referencias

Alegret, L., Molina, E. y Thomas, E. (2003). *Marine Micropaleontology* 48, 25-50.
 Arenillas, I., Arz, J.A. y Gilabert, V. (2018). *Paleobiology* 44(3), 460-489. <https://doi.org/gd786b>
 Arenillas, I., Gilabert, V. y Arz, J.A. (2021). *Geosciences* 11:479. <https://doi.org/kh3h>
 Arenillas, I., Arz, J.A., Metsana-Oussaid, F., Gilabert, V. y Belhai, D. (2022). *Fossil Re-*

cord 25(1), 43-63. <https://doi.org/kh3j>
 Arz, J.A., Arenillas, I., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C., Soria, A.R., Rojas-Consuegra, R., Calmus, T. y Gilabert, V. (2022). *Geological Society of America Special Paper*, 557, 415-448. <https://doi.org/kh3k>
 Chacón, B. y Martín-Chivelet, J. (2005). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 18(1-2), 3-20.
 Gilabert, V., Arenillas, I., Arz, J.A., Batenburg, S.J. y Robinson, S.A. (2021). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 576:110513. <https://doi.org/gkdr3g>
 Gilabert, V., Batenburg, S.J., Arenillas, I. y Arz, J.A. (2022). *Geology* 50, 21-25. <https://doi.org/gqvjdj6>
 Groot, J.J., De Jonge, R.B.G., Langereis, C.G., Ten Kate, W.G.H.Z. y Smit, J. (1989). *Earth and Planetary Science Letters* 94, 385-397. <https://doi.org/d2565g>
 Krahl, G., Arenillas, I., Gilabert, V., Kochhann, K.G.D., Bom, M.H.H., Fauth, G. y Arz, J.A. (2023). *Newsletters on Stratigraphy*, in press. <https://doi.org/kh3m>
 Li, L. y Keller, G. (1998). *Marine Micropaleontology* 33, 55-86. <https://doi.org/fs48kh>
 Martínez-Ruiz, F., Ortega-Huertas, M. y Palomo, I. (1999). *Terra Nova* 11, 290-296. <https://doi.org/ck3jmw>
 Metsana-Oussaid, F., Belhai, D., Arenillas, I., Arz, J.A. y Gilabert, V. (2019). *Arabian Journal of Geosciences* 12:217. <https://doi.org/kh3n>
 Molina, E., Arenillas, I. y Arz, J.A. (1996). *Revue de Micropaléontologie* 39(3), 225-243.
 Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I. y Arz, J.A. (2004). *Journal of Iberian Geology* 31, 137-150.
 Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, M., Murillo-Muñeton, G. y Zaghib-Turki, D. (2009). *Episodes* 32(2), 84-95. <https://doi.org/kh3p>
 Sepúlveda, J., Alegret, L., Thomas, E., Haddad, E., Cao, C. y Summons, R.E. (2019). *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34, 1195-1217. <https://doi.org/gjpnzr>
 Smit, J. (1990). *Geologie en Mijnbouw* 69, 187-204.
 Villasante-Marcos, V. Martínez-Ruiz, F., Ossete, M.L. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2007). *Meteoritics & Planetary Science* 42(9), 1505-1527. <https://doi.org/d74cwq>
 Wade, B.R., Pearson, P.N., Berggren, W.A. y Pälike, H. (2011). *Earth-Science Reviews* 104, 111-142. <https://doi.org/d9zs3r>