

**Respuesta paleobiogeográfica de los foraminíferos planctónicos
ante la extinción masiva del límite Cretácico- Paleógeno**

Autores:

Camila Alejandra Hernández Espitia

Camilo Mejía Rivera

Asesor:

Andrés Leonardo Cárdenas Rozo

Pregrado de Geología

Departamento de ciencias de la tierra

Universidad EAFIT

2020



Resumen

Entender la respuesta paleobiogeográfica de los foraminíferos planctónicos es de gran utilidad para comprender la diversificación de este grupo unicelular y las posibles consecuencias de la respuesta biótica durante la sexta extinción en masa en organismos planctónicos unicelulares. Por esto, este estudio busca comprender el desarrollo de la dinámica paleobiogeográfica de los foraminíferos planctónicos ante la extinción masiva del límite Cretácico-Paleógeno, en la cual solamente tres géneros (Hedbergella, Guembelitria y Zeauvigerina) del grupo lograron sobrevivir. Para esto, en este trabajo, se realizaron mapas de distribución paleobiogeográfica para los géneros y especies de foraminíferos planctónicos entre 66 y 60 Ma, con el fin de examinar los cambios en el ecoespacio de los sobrevivientes y descendientes de este grupo justo después de la extinción en masa. Los resultados muestran que durante este intervalo de tiempo los océanos del hemisferio sur abarcan una mayor área de distribución de estos organismos ($40,606,998.81 \text{ km}^2$), mientras que los océanos del hemisferio norte, presentan un área de distribución menor ($18,307,594.87 \text{ km}^2$). A partir de los datos obtenidos se concluye que el periodo de recuperación de esta extinción en masa tardó más de 6 Ma donde se distinguen 2 fases; la restauración del morfoespacio seguida de la diversificación de los organismos. Se propone que el éxito en la diversificación de los foraminíferos planctónicos en el momento de adaptarse a su nuevo ecoespacio, se correlaciona con las variaciones filogenéticas donde se da el cambio de la textura microperforada a perforada y el desarrollo de espinas; y la productividad de la cadena trófica donde se respalda la hipótesis que sugiere cambios a una estrategia carnívora mediante características morfológicas innovadoras (i.e. espinas).

Introducción

Las extinciones en masa son eventos globales donde se presenta una disminución dramática de especies de manera acelerada con magnitudes variables, que afectan la diversidad durante un intervalo temporal (Sepkoski, 1986). Estas requieren de uno o más mecanismo con suficiente energía (e.g. impactos de meteoritos) capaces de alterar de manera drástica el ambiente ocupado por las diferentes especies (Kring, 2007). Adicionalmente, una característica que comparten todas, es un retraso de ~10 Ma en las tasas de originación según los datos de diversidad macrofaunal a nivel de género (Ezard et al., 2011; Fraass et al., 2015). Este retraso, también se presenta en el plancton marino después del límite Cretácico-Paleógeno (K/Pg; Frass et al., 2015; Knoll y Follows, 2016). La causa del retraso en este intervalo de tiempo es desconocida, aun considerando el periodo más largo de recuperación de la recolonización de hábitats en el fondo oceánico (~4 Ma.), no se encuentra información suficiente para determinar la causa de un período tan prolongado (Hasta ~20 Ma.) con una diversidad tan baja (Coxall et al., 2006; Birch et al., 2012 y Birch et al., 2016).

Se han presentado cinco extinciones en masa que se destacan por su magnitud durante el Fanerozoico; entre estas se encuentra la del límite K/Pg ~65.5 Ma (Álvarez et al, 1980; Sepkoski, 1982; Raup y Sepkoski, 1982; Boucot, 1990; Kring, 2007; Keller et al., 2009; Jiang et al, 2010; Hull et al, 2011; Birch, 2012; Keller et al., 2018; Krahl et al., 2017; Lowery y Fraass, 2019). La hipótesis más acertada para esta extinción en masa, plantea el impacto de un asteroide con 10 ± 4 km de diámetro (cráter de Chicxulub) en la península de Yucatán al sur del golfo de México (Álvarez et al., 1980; Schulte et al., 2010; Rasmussen et al., 2019; Navarro et al., 2020; Zhao et al., 2020), el cual generó una gran cantidad de efectos en la biota terrestre, de los cuales el más drástico fue la extinción de los dinosaurios no-voladores, amonitas, foraminíferos planctónicos y otros invertebrados (Álvarez et al., 1980; Keller et al., 2009; Yedid et al., 2009; Dameron et al., 2017; Keller et al., 2018; Lowery y Fraass, 2019).

Durante la extinción del K/Pg se ha estimado que las tasas de extinción más altas ocurrieron en los océanos del hemisferio norte, donde la diversidad taxonómica no aumentó durante 310.000 años posteriores al impacto del meteorito (Jiang et al., 2010), este impacto expulsó material particulado hacia la atmósfera generando un efecto invernadero global, aunque de mayor magnitud en este hemisferio (Kaiho et

al., 2017), sucedido por un aumento en el vulcanismo que provocó una proliferación desproporcionada de gases que bloquearon la luz solar y suprimieron la fotosíntesis (Álvarez et al., 1980; Keller et al., 2009; Keller et al., 2018). Por otro lado, los océanos en el hemisferio sur mostraron tasas de extinción más bajas y una recuperación casi inmediata (50.000 - 200.000 años) de los foraminíferos planctónicos (Jiang et al., 2010; Hull et al., 2011; Lowery y Fraass, 2019).

Aunque los resultados de algunas investigaciones arrojan una tendencia hacia un patrón de recuperación de ~4 Ma, los datos contundentes siguen siendo vagos e inciertos (Erwin, 1998; Solé et al., 2002; Krahl et al., 2017; Lowery y Fraass, 2019). El período de recuperación de esta extinción sugiere dos fases (Lowery y Fraass, 2019). En la primera fase, la necesidad de reconstruir un morfoespacio limitó la diversificación dando pie a los cimientos sobre los cuales evolucionaron nuevas especies. En la segunda fase, la expansión del morfoespacio permitió que el clima se convirtiera en el principal mecanismo en la diversidad de especies (Lowery y Fraass, 2019). Una posible explicación del retraso observado de ~10 Ma en la diversificación después de la extinción en masa, se debe a que el ecoespacio debe ser reconstruido hasta el estado en que pueda ajustarse a los cambios climáticos, la reconstrucción de los nichos es esencial en la recuperación de las especies (Kirchner et al., 2000; Solé et al., 2002; Alroy, 2008; Keller et al., 2009; Dameron et al., 2017; Keller et al., 2018; Lowery y Fraass, 2019).

Cabe considerar la importancia que tuvo para los foraminíferos planctónicos la adaptación hacia un nuevo morfoespacio lo que generó un impacto en su cadena trófica, por lo cual tuvieron que producir cambios en su estrategia de reproducción, alimentación e innovación estructural (Krahl et al., 2017). Entre estas se encuentra la variación filogenética donde se desarrollan las espinas, condición que se generó en los foraminíferos planctónicos después de la extinción en masa del K/Pg (Olsson et al., 1999). Sin embargo, hasta el momento no se ha determinado la respuesta paleobiogeográfica de estos organismos ante este evento de extinción. En consecuencia, este trabajo pretende ser el primero en intentar dar respuesta a lo explicado anteriormente, lo cual es posible debido a, el gran conocimiento taxonómico que hay de los géneros y especies de foraminíferos planctónicos (e.g. Olsson et al., 1999), a que estos organismos no son facie-dependientes teniendo en cuenta su hábitat y finalmente, por la existencia de gran cantidad de datos del registro fósil obtenidos en varios puntos de

muestreo a lo largo de los océanos Atlántico e Indico-Antártico por las campañas de exploración del “*Deep Sea Drilling Project*” y el “*Ocean Drilling Project*”. Además, los nuevos resultados de este tipo de investigaciones paleobiogeográficas pueden dar un panorama más claro de cómo la humanidad está causando notablemente grandes pérdidas de la biodiversidad a través del cambio climático y la destrucción de los diferentes hábitats. Por consiguiente, se deberá buscar los medios para cuantificar el tiempo que tomará a la biodiversidad y al ecosistema el recuperarse a medida que se van tomando las medidas para mitigar el daño de los efectos antropogénicos negativos (Lowery y Fraass, 2019). Por lo tanto, este trabajo pretende identificar la respuesta paleobiogeográfica global de los foraminíferos planctónicos durante el intervalo de tiempo entre 66 y 60 Ma después de la extinción en masa del K/Pg. Además de reconocer las especies que tuvieron mayor éxito en su diversificación y cuáles se extinguieron por completo en este intervalo de tiempo, buscando encontrar una relación paleobiogeográfica.

Metodología

Para este trabajo, se realizaron reconstrucciones paleobiogeográficas de foraminíferos planctónicos a nivel de género y especie, durante el intervalo de tiempo comprendido entre el Daniano y Selandiano inferior (66 a 60 Ma) con base en datos bioestratigráficos y paleogeográficos obtenidos en la base de datos relacional “Neptune Sandbox Berlin” (Lazarus, 1994, Spencer-Cervato, 1999 y Renaudie et al. 2019; Anexos 1,2,3,4). Luego, estos datos paleontológicos fueron discriminados según los rangos estratigráficos definidos por género y especie de los foraminíferos planctónicos durante el Paleoceno Inferior con base en la taxonomía propuesta por Olsson et al. (1999). Finalmente, para las reconstrucciones paleobiogeográficas realizadas, con los datos estandarizados taxonómica y bioestratigráficamente, se hizo uso de los programas ArcGIS (Esri, 2018) y Gplates (programa libre de visualización e interacción de placas tectónicas; Müller et al., 2011).

Base de Datos

La base de datos de géneros y especies de foraminíferos planctónicos del Paleoceno Inferior utilizada se encontraba en formato de valores separados por coma (CSV), por lo cual, para la lectura, selección y discriminación de estos, se hizo uso del editor de texto TextWrangler (Bare Bones Software, 2018). Luego, esta base de datos fue contrastada con las descripciones taxonómicas y rangos bioestratigráficos (primeras y últimas ocurrencias globales) propuestos por Olsson et al. (1999) para eliminar datos de fósiles retransportados que sesgarían el análisis (Anexo 5). Después de esto, la base de datos refinada incluye puntos de ocurrencia de 9 géneros y 11 especies en los océanos Antártico, Atlántico, Índico y Pacífico (Anexos 6,7).

Reconstrucción de área por especie y género

La base de datos obtenida luego de eliminar el sesgo de información, se cargó al sistema de Información Geográfica ArcGIS® (Esri, 2018), donde se realizaron capas por cada millón de años para cada especie y género. Esto con el fin de poder aplicar

a los datos la herramienta de “Geometría de límite mínimo”, la cual crea una envolvente convexa con la mínima extensión que encierra todos los puntos de ocurrencia conocidos para las especies y géneros (Esri, 2018).

Utilizando este método, los puntos de cada género y especie por millón de años según su ubicación, quedan dentro de un polígono con la menor cantidad de lados posibles, este método ha sido utilizado con éxito en otros trabajos hechos por Rode y Leberman (2004) y Stigall (2010). En este trabajo, para evitar polígonos que se extendieran sobre los continentes, este método se utilizó separando los océanos en Atlántico Norte, Atlántico Sur, Índico-Antártico y Pacífico. Una vez establecidos los polígonos, se calculó el área en kilómetros cuadrados con la herramienta “Calcular geometría” de ArcGIS (2018). Finalmente, se pudo obtener el área aproximada ocupada por cada uno de los géneros (Figuras 1-35, Anexo 8) y especies (Figuras 36-72, Anexo 9) en los diferentes océanos por millón de años desde 66 Ma hasta 60 Ma.

Realización de mapas paleobiogeográficos

Se tomaron como referencia los mapas paleogeográficos de 66 Ma (Maastrichtiano tardío) y 61.6 Ma (Daniense tardío), realizados por el proyecto PaleoMap (Scotese, 2016). Estos mapas paleogeográficos (Figs. 1-72) fueron tratados mediante Gplates (Müller et al., 2011); y se añadió la distribución espacial de los foraminíferos planctónicos con el fin de generar mapas paleobiogeográficos durante el intervalo de tiempo entre 66 y 60 Ma; para esto fue necesario que los mapas paleobiogeográficos presentaran la reconstrucción que describe los movimientos de los continentes y océanos con la corrección de rotación por cada millón de años del modelo de rotación de las placas tectónicas corregidas por Müller et al. (2019).

Para el tratamiento de los paleo-mapas de referencia, se utilizó la herramienta “Cookie-Cut” de Gplates, la cual permite recortar los paleo-mapas según los polígonos de las placas tectónicas, y darles a estas de manera autónoma un movimiento natural de rotación, basado en vectores únicos para las placas tectónicas cada millón de años. Para generar el movimiento en conjunto de la reconstrucción de las placas tectónicas, se utilizó el modelo de “rotación global corregida EarthByte”, el cual incluye

los datos de rotación ajustada de cada placa tectónica durante cada millón de años realizado por Müller et al. (2019).

Adicionalmente, para determinar la posible relación entre provincias volcánicas y cambios biogeográficos en los foraminíferos planctónicos, se generaron mapas que muestran las provincias volcánicas oceánicas activas durante el Daniano y Selandiano inferior con base en los datos de Johansson et al. (2018), quienes compilaron los datos geográficos de las provincias volcánicas oceánicas por cada millón de años (Figuras 73-78).

Generación de base de datos

Finalmente, los polígonos obtenidos para cada género y especie de foraminíferos planctónicos siguiendo el método utilizado por Rode y Leiberman (2004) y Stigall (2010); fueron tratados en Gplates con los mapas de las paleo-reconstrucciones obtenidas, con el fin de generar las respectivas paleo-coordenadas y sus ubicaciones en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur, Índico-Antártico y Pacífico (Anexo 7-8).

Resultados

A partir de la nueva base de datos, se generaron las reconstrucciones paleobiogeográficas, donde se muestran las áreas que abarcan los diferentes géneros (Figs. 1 a 35) y especies (Figs. 36 a 72) de los foraminíferos planctónicos durante el intervalo de tiempo comprendido entre el Daniano y Selandiano inferior (66 a 60 Ma), en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur, Índico-Antártico y Pacífico.

Se obtuvo una nueva base de datos con el área de los polígonos generados a partir de la herramienta “Geometría de límite mínimo” de ArcGis (Esri, 2018). Para la georeferenciación de los datos obtenidos, y para obtener las paleo latitudes y paleo longitudes de los vértices Norte, Sur, Este y Oeste de cada polígono, se realizaron paleo reconstrucciones para cada millón de años (66 Ma – 60 Ma) utilizando la herramienta Gplates (Müller et al., 2011). Las áreas calculadas y las paleo-coordenadas de los datos obtenidos se registraron para los géneros en el anexo 7 y para las especies en el anexo 8.

Géneros

Guembelitra

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 66 a 63 Ma, presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va entre 66 a 65 Ma, donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico, abarcando zonas extratropicales y en el océano Pacífico, abarcando zonas tropicales, con un área total aproximada de 1,614.58km² (Figura 1). En el intervalo de tiempo entre 65 a 63 Ma, el género solo se encuentra en el océano Atlántico Sur, en zonas extratropicales con datos insuficientes para calcular un área aproximada (Figuras 2 y 3).

Hedbergella

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 66 a 65 Ma, presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va entre 66 a 65 Ma, donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico,

abarcando zonas extratropicales y en el océano Pacífico zonas tropicales, con un área total aproximada de 11,747.11km² (Figura 4). Para este intervalo de tiempo el género en el océano Atlántico Norte, presenta datos insuficientes para calcular un área aproximada (Figura 4).

Zeauvigerina

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 66 a 63 Ma, presentando una amplia abundancia durante el intervalo de tiempo que va de 66 a 65 Ma donde se encuentran registros en el océano Antártico abarcando zonas extratropicales, y en los océanos Atlántico Sur y Pacífico zonas tropicales con un área total aproximada de 10.23km² (Figura 5). En el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma donde se encuentran registros en el océano Antártico en zonas extratropicales, los datos son insuficientes para calcular un área total aproximada (Figura 6). Por otro lado, durante el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma, el género solo se localiza en el océano Antártico, cubriendo zonas extratropicales con un área total aproximada de 8.63km² (Figura 7).

Globoconusa

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 62 Ma, presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 1,610,977.31km² (Figura 8). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico abarca zonas extratropicales con un área total aproximada de 1438987.515 Km² (Figura 9). Finalmente, para el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma (Figura 10), el género solo se encuentra en el océano Atlántico Norte y Atlántico Sur, ocupando zonas extratropicales con datos insuficientes para calcular un área aproximada (Figura 10).

Chiloguembelina

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma, presentando una amplia abundancia durante el intervalo de tiempo que va de 65 a 64 Ma donde se

encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 1,369,595.26km² (Figura 11). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 18,773.40km² (Figura 12). Para el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma el género solo se encuentra en el océano Atlántico Norte y Atlántico Sur, ocupando zonas extratropicales con datos insuficientes para calcular un área aproximada (Figura 13). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur en zonas extratropicales el área total aproximada es de 7.21km² (Figura 14). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Sur e Índico-Antártico, cubriendo zonas extratropicales con un área total aproximada de 252.62km² (Figura 15).

Parasubbotina

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va de 65 a 64 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 6,392,942.39km² (Figura 16). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 4,605,528.46km² (Figura 17). Para el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, ocupando zonas extratropicales el área total aproximada es de 3,111,931.26km² (Figura 18). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área total aproximada de 3,524,426.69km² (Figura 19). En el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, cubriendo zonas extratropicales con un área total aproximada de 3,412,963.3km² (Figura 20).

Subbotina

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma, presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va de 65 a 64 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 5,166,652.07km² (Figura 21). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, ocupando zonas extratropicales, con un área total aproximada de 177,203.86km² (Figura 22). Para el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur en zonas extratropicales el área total aproximada es de 2,081,474.18km² (Figura 23). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, cubriendo zonas extratropicales con un área total aproximada de 2,391,653.92km² (Figura 24). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico en zonas extratropicales el área total aproximada es de 1,803,889.04km² (Figura 25).

Eoglobigerina

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma estando presente entre el intervalo de tiempo que va de 65 a 64 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 7.15km² (Figura 26). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, ocupando zonas extratropicales con un área total aproximada de 77,458.85km² (Figura 27). Para el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma, se presenta una amplia abundancia donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, cubriendo zonas extratropicales el área total aproximada es de 1,257,635.22km² (Figura 28). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur en zonas extratropicales con un área total aproximada de 2,996.54km² (Figura 29). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma donde se encuentran registros solo en el océano Índico-

Antártico en zonas extratropicales, el área total aproximada es de 17.16km² (Figura 30).

Praemurica

Este género se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va de 65 a 64 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 8,026,057.98km² (Figura 31). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, ocupando zonas extratropicales con un área total aproximada de 366,091.76km² (Figura 32). Para el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, cubriendo zonas extratropicales, el área total aproximada es de 3,384,094.13km² (Figura 33). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área total aproximada de 3,155,502.67km² (Figura 34). Finalmente, en el intervalo de tiempo entre 61 a 60 Ma se encuentran registros solo en el océano Índico-Antártico donde se presentan en zonas extratropicales y el área total aproximada es de 32.82km² (Figura 35).

Especies

Guembelitra cretacea

Esta especie se encuentra en el intervalo de tiempo de 66 a 63 Ma, presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va de 66 a 65 Ma, se encuentran registro en los océanos Pacífico, Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abracando zonas extratropicales y en el caso del océano Pacífico, cubriendo zonas tropicales, con un área total aproximada de 1,614.57km² (Figura 36). En el intervalo de tiempo de 65 a 63 Ma, la especie solo se encuentra en el océano Atlántico Sur en zonas extratropicales con datos insuficientes para calcular un área aproximada (Figuras 37 y 38).

Subbotina trivialis

Esta especie se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 62 Ma, presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va 65 a 64 Ma, donde se presenta solo en el océano Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área aproximada de 10,424.75km² (Figura 39). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma se presentan registros en los océanos Índico-Antártico en zonas extratropicales con área aproximada de 18,773.22km² y en el océano Atlántico Sur con datos insuficientes para calcular una posible área de esta zona (Figura 40). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma se evidencian registros en el océano Atlántico Sur, con datos insuficiente para calcular un área aproximada (Figura 41).

Eoglobigerina eobulloides

Esta especie se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 63 Ma, presente en el intervalo de tiempo que va 65 a 64 Ma, donde solo se ubica en el océano Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área aproximada de 6.51km² (Figura 42). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma, se presentan registros en los océanos Atlántico Norte e Índico-Antártico en zonas extratropicales con área total aproximada de 77,448.85km² (Figura 43).

Chiloguembelina morsei

Esta especie se evidencia en el intervalo de tiempo de 65 a 63 Ma, presentando una amplia abundancia entre el intervalo de tiempo que va 65 a 64 Ma, donde se encuentran registros en los océanos Atlántico Norte e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 41,519.39km² (Figura 44). En el intervalo de tiempo 64 a 63 Ma solo se presenta en el océano Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área aproximada de 50.52km² (Figura 45).

Globoconusa daubjergnesis

Esta especie se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 62 Ma, estando presente entre el intervalo de tiempo que va de 65 a 64 Ma, se ubica en los océanos Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 1,610,977.31km² (Figura 46). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma, se presenta en los océanos Atlántico Sur, Atlántico Norte e Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área total aproximada de 1,438,987.52km² (Figura 47). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma, la especie se evidencia en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, ocupando zonas extratropicales con datos insuficientes para calcular un área aproximada (Figura 48).

Chiloguembelina midwayensis

Esta especie se presenta en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma, entre el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma se encuentra en los océanos Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 130,017.17km² (Figura 49). En el intervalo de 64 a 63 Ma, se evidencia en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur y Pacífico, ocupando zonas extratropicales con áreas menor a 1km² (Figura 50). En el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma, los datos muestran registros en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur en zonas extratropicales, los datos son insuficientes para calcular un área aproximada (Figura 51). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma, se observan registros en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur cubriendo zonas extratropicales, con un área aproximada de 7.21km² (Figura 52). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma, la especie solo se encuentra en el océano Atlántico Sur en zonas extratropicales con un área aproximada de 219.80km² (Figura 53).

Parasubbotina pseudobulloides

Esta especie se encuentra en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma, estando presente entre el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma, se ubica en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, ocupando zonas extratropicales con un área total aproximada de 6,392,942.40km² (Figura 54). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma,

se presenta en los océanos Atlántico Sur e Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área total aproximada de 4,605,528.46km² (Figura 55). En el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma, se evidencian en el océano Atlántico Sur con un área total aproximada de 3,111,924.18km² (Figura 56). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma, se localizan en el océano Atlántico Sur e Índico-Antártico cubriendo zonas extratropicales con un área total aproximada de 3,358,368.02km² (Figura 57). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 y 60 Ma, se sitúan en el océano Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 3,241,691.42km² (Figura 58).

Subbotina triloculinoides

Esta especie se evidencia en el intervalo de tiempo de 65 a 60 Ma, estando presente entre el intervalo de tiempo que va de 65 a 64 Ma, donde se encuentra en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, abarcando zonas extratropicales con un área total aproximada de 3,800,071.70km² (Figura 59). En el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma, se presenta en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área total aproximada de 1,772,037.86km² (Figura 60). En el intervalo de tiempo entre 63 y 62 Ma, se localiza en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, cubriendo zonas extratropicales con un área total aproximada de 2,081,474.19km²(Figura 61). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma, se sitúan en el océano Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico, ocupando zonas extratropicales con un área total aproximada de 2,314,289.58km² (Figura 62). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma, se evidencian en los océanos Atlántico Norte, Atlántico Sur e Índico-Antártico en zonas extratropicales con un área total aproximada de 372,977.90km² (Figura 63).

Parasubbotina varianta

Esta especie se encuentra en el intervalo de tiempo de 63 a 60 Ma, estando presente entre el intervalo de tiempo que va de 63 a 62 Ma, donde se ubican en el océano Atlántico Norte, abarcando zonas extratropicales con un área aproximada de 7.80km² (Figura 64). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma, se sitúa en el océano Atlántico Norte, ocupando zonas extratropicales con un área aproximada de 164,323.40km²,

además tiene algunos registros en el océano Atlántico Sur, pero no son suficientes para calcular un área aproximada (Figura 65). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma la especie sigue presente en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur en zonas extratropicales, pero los datos son insuficientes para generar el cálculo aproximado del área total (Figura 66).

Praemurica inconstans

Esta especie se ubica en el intervalo de tiempo de 63 a 60 Ma, estando presente entre el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma, donde se encuentra en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, abarcando zonas extratropicales con área total aproximada de 3,378,273.58km² (Figura 67). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma, se sitúa en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, ocupando zonas extratropicales con un área total aproximada de 2,995,128.42km² (Figura 68). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma, se presenta en el océano Índico-Antártico cubriendo zonas extratropicales, con un área aproximada 32.82km² (Figura 69).

Eoglobigerina spiralis

Esta especie se encuentra en el intervalo de tiempo de 63 a 60 Ma, estando presente entre el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma, donde se sitúa en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, abarcando zonas extratropicales con datos insuficientes para generar un área aproximada (Figura 70). En el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma, se ubica en los océanos Atlántico Norte y Atlántico Sur, ocupando un área total aproximada de 256.36km² (Figura 71). Finalmente, en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma la presencia de esta especie solo se evidencia en el océano Índico-Antártico cubriendo zonas extratropicales con un área aproximada de 17.16km² (Figura 72).

Se pudo identificar dos grupos de foraminíferos planctónicos con variaciones filogenéticas que presentan diferencias texturales en el exoesqueleto. Las especies microperforadas sin espinas son *Guembelitra cretacea*, *Chiloguembelina morsei*, *Globoconusa daubjergnesis* y *Chiloguembelina midwayensis* (Figura 79a); perforadas con espinas son *Subbotina trivialis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina trilocolinoides*, *Parasubbotina varianta* y *Eoglobigerina spiralis*

(Figura 79b); y la especie perforada sin espinas es *Praemurica inconstans*. Dentro de estas especies se distinguen siendo simbióticas la *Guembelitra cretácea*, *Globocornusa daubjergnesis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Eoglobigerina spiralis* y *Praemurica inconstans*; y especies asimbióticas *Chiloguembelina morsei*, *Chiloguembelina midwayensis*, *Subbotina trivialis*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinooides*, *Parasubbotina varianta*. Con los datos obtenidos se modificó la gráfica de Krahl et al. (2017), donde se muestra la distribución y la abundancia relativa de hábitats de los foraminíferos planctónicos a lo largo del tiempo (Figura 80). Adicionalmente, con los datos obtenidos de isótopos $\delta^{18}\text{O}$ de Quillévére et al. (2003); Birch et al. (2012) y Berggren et al. (2014) se realizó una figura, en la cual se encuentran los registros de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ para foraminíferos planctónicos durante el intervalo de tiempo entre 66 y 60 Ma (Figura 81).

Finalmente, en los mapas obtenidos se resaltan algunas provincias volcánicas en océano Índico tales como, el plateau oceánico “Madagascar rise” cuyo origen data de 66 Ma, los “*Deccan traps*” con inicio de actividad volcánica desde hace 65 Ma (Dessert et al., 2001 y Johansson et al., 2018), “*Seychelles India-rift*” con un volcanismo iniciado hace 65 Ma (Plummer, 1995) y el plateau oceánico “*Del caño rise*” con una edad isotópica de 61 Ma (Kroenke et al., 1972; Srivastava et al., 1995 y Johansson et al., 2018), y en el océano Atlántico Norte los “*North Atlantic Igneous Province*” cuyas edades reportadas sugieren 62 Ma (Park et al., 1971 y Johansson et al., 2018) (Figuras 73-78).

Discusión

Los resultados muestran que los océanos del hemisferio sur poseen mayor proliferación de foraminíferos planctónicos durante los 6 Ma posteriores al evento de extinción del K/Pg (Anexos 8 y 9). El Océano Atlántico Sur evidencia la mayor concentración para los géneros *Parasubbotina*, *Subbotina* y *Praemurica* (Figuras 16-20; 21-25; 31-35), donde las especies con mayor proliferación fueron *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides* y *Praemurica inconstans* (Figuras 54-58; 59-63; 67-69), especies que están presentes durante un intervalo de tiempo mayor a 4 Ma. Lo anterior se sustenta con base en los estudios previos de Jiang et al. (2010) y Hull et al. (2011), donde los océanos del hemisferio sur muestran tasas de extinción más bajas y una recuperación casi inmediata en el tiempo geológico (50.000 - 200.000 años), de las poblaciones de foraminíferos planctónicos.

Además, los resultados sugieren que el intervalo de tiempo donde se registró la mayor área abarcada tanto para géneros (22,566,232.15 km²) (Figura 82) como para especies (11,985,959.22 km²) (Figura 83), fue entre 65 y 64 Ma. Donde los géneros más representativos fueron *Parasubbotina*, *Subbotina*, y *Praemurica* (Figuras 16, 21 y 31); y las especies *Globoconusa daubjergensis*, *Parasubbotina pseudobulloides* y *Subbotina triloculinoides* (Figuras 46, 54 y 59). Lo cual puede ser justificado, por los resultados obtenidos por Keller et al. (2018), donde se muestra que las mayores proliferaciones de los foraminíferos planctónicos ocurrieron en las biozonas P0 (65-64.9 Ma), P1 α (64.9-64.5 Ma) y P1b (64.5-63 Ma). Las altas proliferaciones de los foraminíferos planctónicos que se encuentran en las biozonas P0, P1 α y P1b, posiblemente están relacionados con la alta ocupación y diversificación de los sobrevivientes de Cretácico. Según Lowery y Fraass (2019), las especies descendientes de los sobrevivientes de la extinción en masa del límite K/Pg, generaron de forma rápida (400.000 años) los nichos vacantes en el océano abierto desalojados por organismos que se extinguieron, debido a que su morfoespacio localizado en zonas marginales del océano durante el Cretácico tardío desapareció luego del evento de extinción. En la biozona P0, se evidencia una rápida diversificación de los organismos pelágicos, con una columna de agua pobremente estratificada y con condiciones de mesotrofismo donde los foraminíferos planctónicos habitaban zonas más profundas, mientras que en las

biozonas P1 α y P1b, se da una recuperación progresiva de los organismos que habitan zonas someras de la columna de agua, lo que sugiere una columna de agua estratificada y con condiciones eutróficas (Krahl et al., 2017).

A partir del análisis de los resultados de los datos se puede apreciar que se dio un período de recuperación que tardó ~3 millones de años, en el intervalo de tiempo entre 66 y 63 Ma. Sin embargo, se presenta un periodo subsiguiente, entre 62 y 60 Ma, donde se evidencia nuevamente una caída en la abundancia de los géneros y las especies. Esto podría sugerir que el período de tiempo de recuperación total para los géneros y especies de foraminíferos planctónicos después de la extinción del límite K/Pg tardó más de 5 Ma. Estudios previos afirman que durante ~4 Ma se logra una recuperación de la productividad y recolonización de hábitats por parte de las especies (Coxall et al., 2006; Birch et al., 2012 y Birch et al., 2016), pero esto no da una explicación coherente del por qué la diversidad permanece baja durante ~20 Ma (Lowery y Fraass, 2019). Por esta razón, Lowery y Fraass (2019), plantean que la diversidad a nivel de género presenta un retraso de ~10 Ma en las tasas altas de diversificación (Figuras 82 y 83), donde en el intervalo de tiempo entre 66 y 60 Ma, se muestra una alta fluctuación por lo que el periodo de recuperación total efectivamente excede los ~6 Ma, además, sugiere que el periodo de recuperación se compone de dos fases; la primera fase, donde se da la reconstrucción del morfoespacio y la segunda fase, donde se da la expansión del morfoespacio complementa por las variaciones climáticas que impulsaron la diversidad.

Como se mencionó anteriormente, debido al deterioro del ecoespacio causado por la extinción en masa, los foraminíferos planctónicos sobrevivientes migraron a zonas de mar abierto, donde la competencia para su supervivencia se vio afectada por las estrategias de vida limitadas, por lo tanto, las especies acorde que se daba la adaptación a su nuevo ecoespacio, fueron impulsadas a obtener nuevas innovaciones estructurales para enfrentarse a los desafíos del nuevo morfoespacio (Lowery y Fraass, 2019).

La alta abundancia de foraminíferos planctónicos se correlaciona con la productividad de la cadena trófica, esta depende del ambiente y procesos a los cuales la población

se ve sujeta, tales como reproducción, predación y/o variaciones filogenéticas (Lousier, 1974; Anderson, 1988). Las variaciones filogenéticas, apuntan a diferencias texturales en el exoesqueleto (*cyst*), las cuales restringen a los foraminíferos planctónicos de este intervalo de tiempo (66 a 60 Ma) en dos grupos separados por el tamaño de sus poros, se denominan microperforados a los foraminíferos planctónicos que poseen poros con diámetros $<1 \mu\text{m}$ y perforados a los que cuentan con diámetros de poro entre $2\text{-}7 \mu\text{m}$ (Olsson et al, 1999). Según los datos obtenidos, las especies microperforadas sin espinas son *Guembelitra* cretácea, *Chiloguembelina morsei*, *Globoconusa daubjergnesis* y *Chiloguembelina midwayensis* (Figura 79a); las perforadas con espinas son *Subbotina trivialis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*, *Parasubbotina variante* y *Eoglobigerina spiralis* (Figura 79b); y la especie perforada sin espinas es *Praemurica inconstans*. Las especies microperforadas no espinosas habitan latitudes altas y bajas (Olsson et al., 1999; Birch et al, 2012; Krahl et al., 2017). Dentro de estas especies se distinguen siendo simbióticas la *Guembelitra* cretácea, *Globoconusa daubjergnesis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Eoglobigerina spiralis* y *Praemurica inconstans*; y especies asimbióticas *Chiloguembelina morsei*, *Chiloguembelina midwayensis*, *Subbotina trivialis*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*, *Parasubbotina variante*. Las especies perforadas con espinas poseen una gran ventaja funcional sobre las especies microperforadas, ya que las espinas ayudan a soportar las masas de los rizópodos, con las cuales estas pueden hacer más efectivo el proceso de captación de alimentos (Anderson, 1988), igualmente habitan latitudes altas y bajas (Olsson et al., 1999; Birch et al., 2012; Krahl et al., 2017).

Adicionalmente, los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ para las especies microperforadas (i.e. *Guembelitra* cretácea, *Chiloguembelina morsei*, *Globoconusa daubjergnesis* y *Chiloguembelina midwayensis*; Figura 81), muestran que estas especies poseen valores bajos de δO^{18} , lo que sugiere que estas habitaron regiones cerca o por debajo de la termoclina, en zonas profundas de la columna de agua (D'Hondt y Zachos 1993; Pearson et al, 1993; Quillévére et al, 2001; Coxall et al, 2006; Birch et al, 2012; Krahl et al., 2017). Por otro lado, los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ para especies perforadas (i.e. *Subbotina trivialis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*, *Parasubbotina variante*, *Eoglobigerina spiralis* y *Praemurica inconstans*; Figura 81), indican que estas poseen valores más altos de δO^{18} que las

anteriores, sugiriendo que estas especies habitaron zonas de agua de menor temperatura que las microperforadas sin espinas y en zonas con profundidad variable de la columna de agua (Birch, 2012; Krahl et al., 2017). Todo esto se puede sustentar con los resultados de Krahl et al. (2017), donde se evidencia la distribución esquemática para la abundancia de hábitats de los foraminíferos planctónicos (Figura 80).

Las áreas totales calculadas para los géneros (Figura 84; Anexo 8), evidencian que la *Guembelitria*, *Chiloguembelina* y *Globoconusa* no lograron adaptarse del todo a los cambios ocurridos en su ecoespacio, teniendo en cuenta que estos son foraminíferos planctónicos microperforados sin espinas, es posible sugerir que estos organismos tuvieron menor éxito en su adaptación al nuevo morfoespacio (i.e. zonas de mar abierto) (Figura 84a) debido a que no contaron con una variación filogenética que les confiriera adaptarse, lo que concuerda con los datos de Krahl et al. (2017). Por otro lado, los géneros *Subbotina*, *Eoglobigerina* y *Parasubbotina* (Figura 84b), señalan valores que sugieren que estos tuvieron una mayor resiliencia a los cambios sufridos en su ecoespacio, además, se evidencia que estos foraminíferos son perforados con espinas (Figura 84b). Lo anterior puede confirmar que la evolución de las espinas confiere una ventaja funcional que puede permitir una alta adaptación y la generación de un nuevo nicho por parte de estos (i.e. cambio a una estrategia carnívora) (e.g. Olsson et al., (1992); Liu y Olsson, (1994); Olsson et al., (1999); Jiang et al., (2010); Hull et al., (2011); Krahl et al. (2017)). Las áreas totales calculadas para las especies (Figura 79), concuerdan con los resultados de los géneros, exceptuando las especies *Subbotina trivialis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Parasubbotina varianta* y *Eoglobigerina spiralis* (Figura 79b), que presentan una insuficiencia de datos para el computo del área total en ciertos intervalos de tiempo, pero que no significa que estas especies no estuvieron presentes (ver Figuras 39-41, 42-43, 64-66 y 70-72).

Una manera alternativa para analizar los resultados obtenidos en este trabajo, se puede llevar a cabo utilizando las figuras 73 a 78, donde se muestra el desarrollo de algunas provincias volcánicas importantes durante el intervalo de tiempo entre 66 y 60 Ma. Las provincias volcánicas más importantes durante este intervalo de tiempo fueron el plateau oceánico “*Madagascar rise*” (66 Ma), las grandes provincias ígneas “*Deccan traps*” (65 Ma) y “*Seychelles India-riff*” (65 Ma) (Plummer, 1995; Dessert et al., 2001 y Johansson et al., 2018), las cuales están ubicadas en océano Índico y son

importantes debido a que generaron un aumento de la temperatura oceánica entre 1.2- 4°C (Dessert et al., 2001 y Grad et al., 2005), lo que podría estar relacionado con el aumento del área abarcada por los foraminíferos planctónicos perforados espinosos en el intervalo de tiempo entre 65 y 63 M.a (i.e. *Subbotina trivalis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoides*) (Birch, 2012; Krahl et al., 2017). Sin embargo, para el caso de los “*North Atlantic Igneous Province*” (62 Ma) ubicados en el océano Atlántico Norte (Park et al., 1971 y Johanson et al., 2018), no se tiene mayor información de variaciones ambientales generadas (i.e. temperatura, pH, presión y CO₂), pero basado en la disminución general que se da en los foraminíferos planctónicos en esta zona para el intervalo de tiempo entre 62 y 60 Ma, se podría decir que las variaciones en los factores no favorecieron la expansión del área abarcada por los foraminíferos planctónicos, siendo los perforados con espinas los más afectados ya que los microperforados no se encontraban presentes para este intervalo de tiempo (Figuras 73-78).

Conclusiones

Resumiendo lo planteado, tras la extinción en masa del límite K/Pg, los foraminíferos planctónicos muestran una respuesta biogeográfica en la cual se evidencia una mayor recuperación y proliferación en los océanos del hemisferio sur, siendo el océano Atlántico Sur donde se muestra la mayor concentración. Durante el intervalo de tiempo entre 65 y 64 Ma, se evidencian las mayores concentraciones de foraminíferos planctónicos los cuales migraron al océano abierto buscando ocupar hábitats vacantes de los organismos que se extinguieron.

Cabe destacar que el periodo de recuperación de esta extinción en masa tardó más de 6 Ma y se presentó en dos fases: (1) restauración y adaptación de los organismos al nuevo morfoespacio y (2) diversificación y expansión de los organismos. No se descarta que este periodo de recuperación se pudo ver afectado por las variaciones ambientales generadas por diferentes factores tales como variaciones de temperatura, pH, presión y CO₂, generados por las provincias volcánicas (i.e. *Madagascar rise*, *Deccan traps*, *Seychelles India-rift* y los *North Atlantic Igneous Province*) que se encontraban activas durante el intervalo de tiempo que tomo el periodo de recuperación.

Según los datos obtenidos de las variaciones filogenéticas, se determinó que las especies microperforadas sin espinas (i.e. *Guembelitra* cretácea, *Chiloguembelina morsei*, *Globoconusa daubjergnesis* y *Chiloguembelina midwayensis*), y la especie perforada sin espinas (i.e. *Praemurica inconstans*), no tuvieron una óptima adaptación al cambio del ecoespacio. Por otra parte, la innovación estructural de las espinas para los géneros: *Subbotina*, *Eoglobigerina*, *Parasubbotina* y las especies *Subbotina trivialis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Parasubbotina pseudobulloides*, *Subbotina triloculinoidea*, *Parasubbotina varianta* y *Eoglobigerina spiralis*; representa una ventaja funcional que permite la modificación de la cadena trófica de estos organismos, generando una estrategia alimenticia carnívora lo que finalmente les permitió generar nuevos nichos, expandirlos y por último diversificarse. Adicionalmente se distinguen siendo especies simbióticas la *Guembelitra* cretacea, *Globoconusa daubjergnesis*, *Eoglobigerina eobulloides*, *Eoglobigerina spiralis* y *Praemurica inconstans*; y especies asimbióticas

Chiloguembelina morsei, Chiloguembelina midwayensis, Subbotina trivialis, Parasubbotina pseudobulloides, Subbotina triloculinoides, Parasubbotina varianta.

Es importante resaltar que, dada la falta de información en resolución temporal en la escala de un millón de años de las temperaturas de los océanos durante las grandes provincias magmáticas, su rol en la variación del morfoespacio y expansión de las especies debe ser investigado más a fondo. En consecuencia, se recomienda para estudios posteriores resolver los siguientes interrogantes: ¿Son los efectos generados por el vulcanismo un mecanismo de retraso en la diversificación de los foraminíferos planctónicos?, ¿Es el impacto del asteroide el evento desencadenante de las provincias volcánicas tales como los *Deccan traps* y *Seychelles*? y ¿Son los efectos desencadenados por las provincias volcánicas positivos o negativos para la recuperación y expansión del ecoespacio? y ¿Fue el aumento de CO₂, el aumento de temperatura y/o las variaciones de pH de los “*North Atlantic Igneous Province*”, tan significativos como para afectar la mineralización de los foraminíferos planctónicos?

Finalmente, se puede concluir que los resultados de este trabajo no solo son útiles para llenar los vacíos de conocimiento científico que se tienen acerca de la respuesta paleobiogeográfica de los foraminíferos planctónicos después de la extinción en masa del K/Pg, sino que además son una base útil para entender las características morfológicas que confieren a los organismos nuevas estrategias adaptativas ante disrupciones ecológicas catastróficas (en el caso de los foraminíferos planctónicos son representadas por variaciones en la reproducción, predación y/o variaciones filogenéticas (i.e. texturas perforadas con espinas)) lo cual es relevante para entender cómo sería la respuesta y recuperación de las especies durante la sexta extinción en masa que está sucediendo actualmente.

Agradecimientos

Quiero agradecer de manera muy especial:

A Andrés Leonardo Cárdenas Rozo, pues es la persona y maestro a quien debo mi gran pasión y gusto por la paleontología y las rocas sedimentarias, además, un importante agradecimiento por apoyarnos en todo este proceso del proyecto de grado, pues gracias a su conocimiento, enseñanzas, correcciones e ideas fue posible culminarlo.

A mi compañera Camila Hernández, por su inquebrantable paciencia, compromiso y esfuerzo para culminar este proyecto.

A mis padres, Olga y José, por ser mi gran apoyo y fuente de inspiración. Gracias por tratar de enseñarnos con sus acciones y hechos a mis hermanos y a mí, que la educación es la mejor manera de salir adelante.

A mis hermanos Carolina y Santiago, por la unión que siempre hemos tenido y por el apoyo constante mientras buscamos nuestro futuro.

A mis familiares que siempre creyeron en mí, especialmente a mis abuelas y a mis tías María Eugenia, Miriam y Martha, quienes siempre me han infundido la importancia del aprendizaje.

Al profesor Manuel José Carvajal Restrepo, quien se esforzó en hacerme creer que podía lograr mi cometido de ser un buen estudiante y profesional. Gracias por dejarme aprender que “La mejor rebeldía es la educación”.

A mis amigos, especialmente al Mopri, al Innombrable, al Alvin, Gamboa y al Colas, quienes se han interesado por los avances e ideas que surgieron en el camino para realizar este proyecto.

Quiero dar un especial agradecimiento a los profesores Camilo Bustamante, Juan Felipe Paniagua, Alejandro Triviño y Juan Darío Restrepo, quienes nunca se negaron a darme ideas o corregir apreciaciones, no solo del proyecto de grado, sino también de otras importantes materias de la carrera.

Por último, de manera grata quiero dar las gracias a la Universidad EAFIT, por dejarme ser parte de ella como estudiante, por dejar desarrollar mi aprendizaje como Geólogo y por dejarme sentir que hago parte de una comunidad que quiere soñar con ser mejor.

Camilo Mejía Rivera

Bibliografía

Alroy, J., 2008. Dynamics of origination and extinction in the marine fossil record. *Proc. Natl Acad. Sci.* 105,11536–11542. <https://doi.org/10.1073/pnas.0802597105>.

Álvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H.V., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction. *Sci.* 208,1095–1108. <https://doi.org/10.1126/science.208.4448.1095>.

Anderson, O. R., 1988. *Comparative Protozoology Ecology, Physiology, Life History*. Springer Science. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-11340-0>.

Bare Bones Software Inc. (BBEdit), 2018. *TextWrangler Editor: Release 12.1*.

Berggren, W. A., Van Couvering, J. A., 2014. *Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism*. Princeton University Press, Project Muse.

Birch, H. S., Coxall, H. K. & Pearson, P. N., 2012. Evolutionary ecology of Early Paleocene planktonic foraminifera: size, depth habitat, and symbiosis. *Paleobiology* 38, 374–390. <https://doi.org/10.1666/11027.1>.

Birch, H. S., Coxall, H. K., Pearson, P. N., Kroon, D. K. & Schmidt, D. N., 2016. Partial collapse of the marine carbon pump after the Cretaceous–Paleogene boundary. *Geology* 44, 287–290. <https://doi.org/10.1130/G37581.1>.

Boucot, A.J., 1990. Phanerozoic extinctions: How similar are they to each other? In: Kauffman E.G., Walliser O.H. (eds) *Extinction Events in Earth History*. Lecture Notes in Earth Sci. 30. Springer, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/BFb0011131>.

Coxall, H. K., D'Hondt, S. & Zachos, J. C., 2006. Pelagic evolution and environmental recovery after the Cretaceous–Paleogene mass extinction. *Geology* 34, 297–300. <https://doi.org/10.1130/G21702.1>.

Dameron, S. N., Leckie, R. M., Clark, K., MacLeod, K. G., Thomas, D. J., & Lees, J. A., 2017. Extinction, dissolution, and possible ocean acidification prior to the Cretaceous/Paleogene (K/Pg) boundary in the tropical Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485: 433–454. <https://doi:10.1016/j.palaeo.2017.06.032>.

Dessert, C., Dupré, B., François, L. M., Schott, J., Gaillardet, J., Chakrapani, G., & Bajpai, S., 2001. Erosion of Deccan Traps determined by river geochemistry: Impact on the global climate and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3–4), 459–474. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00317-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00317-X).

D'Hondt, S., Zachos, J.C., 1993. On stable isotopic variation and earliest Paleocene planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 8, 527–547. <https://doi.org/10.1029/93PA00952>.

Environmental Systems Research Institute, Inc. (ESRI), 2018. ArcGIS Desktop: Release 10.6.1 Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.

Erwin, D. H., 1998. The end and the beginning: recoveries from mass extinctions. *Trends Ecol. Evol.* 13, 344–349. [https://doi.org/10.1016/S0169-5347\(98\)01436-0](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(98)01436-0).

Ezard, T. H. G., Aze, T., Pearson, P. N. & Purvis, A., 2011. Interplay between changing climate and species' ecology drives macroevolutionary dynamics. *Science*. 332, 349–351. <https://doi.org/10.1126/science.1203060>.

Fraass, A. J., Kelly, D. C. y Peters, S. E., 2015. Macroevolutionary history of the planktic foraminifera. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 43, 139–1660. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105059>.

Grard, A., François, L. M., Dessert, C., Dupré, B., & Goddérís, Y., 2005. Basaltic volcanism and mass extinction at the Permo-Triassic boundary: Environmental impact and modeling of the global carbon cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 234(1–2), 207–221. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.027>.

Hart, M.B., FitzPatrick, M.E.J., Smart, C.W., 2016. The Cretaceous/Paleogene boundary: Foraminifera, sea grasses, sea level change and sequence stratigraphy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 441, 420–429. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.046>.

Hull, P. M., Norris, R. D., Bralower, T. J., Schueth, J. D., 2011. A role for chance in marine recovery from the end-Cretaceous extinction. *Nature ecology and evolution.* 4, 856-860. <https://doi.org/10.1038/NGEO1302>.

Jiang, S. J., Bralower, T. J., Patzkowsky, M. E., Kump, L. R. & Schueth, J. D., 2010. Geographic controls on nannoplankton extinction across the Cretaceous/Paleogene boundary. *Nature ecology and evolution.* 3, 280285. <https://doi.org/10.1038/NGEO775>.

Johansson, L., Zahirovic, S., and Müller, R. D., 2018. The interplay between the eruption and weathering of Large Igneous Provinces and the deep-time carbon cycle: *Geophysical Research Letters*, <https://doi:10.1029/2017GL076691>.

Kaiho, K., Oshima, N., 2017. Site of asteroid impact changed the history of life on Earth: The low probability of mass extinction. *Sci. Rep.* 7, 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14199-x>.

Keller, G., Abramovich, S., Berner, Z., Adatte, T., 2009. Biotic effects of the Chicxulub impact, K-T catastrophe and sea level change in Texas. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 271, 52–68. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.09.007>.

Keller, G., Mateo, P., Punekar, J., Khozyem, H., Gertsch, B., Spangenberg, J., Bitchong, A. M., Adatte, T., 2018. Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the Anthropocene. *Gondwana Research.* 56 (2018) 69–89. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.002>.

Kirchner, J. W. & Weil, A., 2000. Delayed biological recovery from extinctions throughout the fossil record. *Nature.* 404, 177–180. <https://doi.org/10.1038/35004564>.

Knoll, A. H. & Follows, M. J., 2016. A bottom-up perspective on ecosystem change in Mesozoic oceans. *Proc. R. Soc. B* 283. <https://doi.org/10.1098/rspb.2016.1755>.

Krahl, G., Koutsoukos, E.A., Fauth, G., 2017. Paleocene planktonic foraminifera from DSDP Site 356, South Atlantic: Paleoceanographic inferences. *Marine Micropaleontology*. 135, 1–14, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marmicro.2017.07.001>.

Kring, D.A., 2007. The Chicxulub impact event and its environmental consequences at the Cretaceous–Tertiary boundary. *Lunar Planet. Sci., Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 255, 4–21. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.037>.

Kroenke, L. W., 1972. Geology of the Ontong Java Plateau. Rep. HIG 72-5. Hawaii Inst. of Geophys. University of Hawaii, Honolulu.

Lazarus, D., 1994. Neptune: a marine micropaleontology database. *Mathematical Geology*, 26(7):817–8326. <http://www.nsb-mfn-berlin.de/index>.

Liu, C., Olsson, R.K., 1994. On the Origin of Danian Normal Perforate Planktonic Foraminifera from Hedbergella. *Journal of Foraminiferal Research*. 24, 61-74. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.24.2.61>.

Lousier, J.D., 1974. Response of soil testacea to soil moisture fluctuations. *Soil Biology and Biochemistry*. 6, 235-239, [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(74\)90057-1](https://doi.org/10.1016/0038-0717(74)90057-1).

Lowery, C. y Fraass, A., 2019. Morphospace expansion paces taxonomic diversification after end Cretaceous mass extinction. *Nature ecology and evolution*. 3, 900–904. <https://doi.org/10.1038/s41559-019-0835-0>.

Müller, R. D., Zahirovic, S., Williams, S. E., Cannon, J., Seton, M., Bower, D. J., Tetley, M. G., Heine, C., Le Breton, E., Liu, S., Russell, S. H. J., Yang, T., Leonard, J., and Gurnis, M., 2019, A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic: *Tectonics*, v. 38, no. Fifty Years of Plate Tectonics: Then, Now, and Beyond. <https://doi.org/10.1029/2018TC005462>.

Müller, R.D., Gurnis, M., Turner, M., Zahirovic, S., DiCaprio, L., Spasojevic, S., Boyden, J., Seton, M., Manea, V.C., Bower, D.J., 2011. Plate tectonic reconstructions with continuously closing plates. *Comput. Geosci.* 38, 35–42. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.04.014>.

Navarro, K, F., Fucugauchi, J, U., Villagran-Muniz, M., Sánchez-Aké, C., Pi-Puig, T., Pérez-Cruz, L., Navarro-González, R., 2020. Emission spectra of a simulated Chicxulub impact-vapor plume at the Cretaceous–Paleogene boundary. *Icarus*. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.113813>.

Olsson, R.K., Berggren, W.A., Hemleben, C., Huber, B.T., 1999. Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. *Smithson. Contrib. to Paleobiol.* 1–252. <https://doi.org/10.5479/si.00810266.85.1>.

Olsson, R.K., Hemleben, C.H., Berggren, W.A., Lui, C., 1992. Wall Texture Classification of Planktonic Foraminifera Genera in the Lower Danian. *Journal of Foraminiferal Research.* 22, 195-213. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.22.3.195>.

Park, I., Clarke, C, B., Johnson, J., Keen, M, J., 1971. Seaward extension of the west Greenland tertiary volcanic province. *Earth and planetary science letters*.

Pearson, P.N., 1993. A Lineage Phylogeny for the Paleogene Planktonic Foraminifera. *Micropaleontology.* 39, 193-232. <https://doi.org/10.2307/1485898>.

Plummer, P.S., 1995. Ages and geological significance of the igneous rocks from Seychelles. *Journal of African Earth Sciences.* 20, 91-101. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(95\)00035-R](https://doi.org/10.1016/0899-5362(95)00035-R).

Quillévéré, F., Norris R. D., Moussa I., y Berggren. W. A., 2001. Role of photosymbiosis and biogeography in the diversification of early Paleogene acarininids (planktonic foraminifera). *Paleobiology* 27:311–326. [https://doi.org/10.1666/0094-8373\(2001\)027<0311:ROPABI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2001)027<0311:ROPABI>2.0.CO;2).

Quillévéré, F., Norris, R. D., 2003. Ecological development of acarininids (planktonic foraminifera) and hydrographic evolution of Paleocene surface Waters. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2369-8.223>.

Rasmussen, C., Stockli, D. F., Ross, C. H., Pickersgill, A., Gulick, S. P., Schimieder, M., Christeson, G. L., Wittmann, A., Kring, D. A., Morgan, J. V., 2019. U-Pb memory behavior in Chicxulub's peak ring — Applying U-Pb depth profiling to shocked zircon. *Chemical Geology* 525:356-367. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.07.029>.

Raup, D.M., Sepkoski, Jr. J.J., 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*. 215, 1501–1503. <https://doi.org/10.1126/science.215.4539.1501>.

Renaudi, J., Lazarus, D. B., Diver, P., 2019. NSB: an expanded and improved database of marine planktonic microfossil data and deep-sea stratigraphy. *EarthArXiv Preprints*. <https://doi.org/10.31223/osf.io/97se5>.

Rode, A.L. and Lieberman, B.S., 2004. Using GIS to unlock the interactions between biogeography, environment, and evolution in Middle and Late Devonian brachiopods and bivalves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 211:345-359. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.05.013>.

Schulte, P., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J. A., Barton, P. J., Bown, P. R., Bralower, T. J., Christeson G. L., Claeys, P., Cockell, C. S., Collins, G. S., Deutsch, A., Goldin, T. J., Goto, K., Grajales-Nishimura, J. M., Grieve, R. A., Gulick, S. P., Johnson, K. R., Kiessling, W., Koeberl, C., Kring, D. A., MacLeod, K. G., Matsui, T., Melosh, J., Montanari, A., Morgan, J. V., Neal, C. R., Nichols, D. J., Norris, R. D., Pierazzo, E., Ravizza, G., Rebolledo-Vieyra, M., Reimold, W. U., Robin, E., Salge, T., Speijer, R. P., Sweet, A. R., Urrutia-Fucugauchi, J., Vajda, V., Whalen, M. T., Willumsen, P. S., 2010. The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary *Science* 327. <https://doi.org/10.1126/science.1177265>.

Scotese, C.R., 2016. PALEOMAP Paleo Atlas for Gplates and the Paleo Data Plotter Program, PALEOMAP Project.

Sepkoski, Jr. J.J., 1982. Mass extinctions in the Phanerozoic oceans: a review. In: Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the earth, eds Silver LT, Schultz PH. Geol Soc Am Spec Paper. 190, 2383–289. <https://doi.org/10.1130/SPE190-p283>.

Sepkoski, Jr. J.J., 1986. Phanerozoic overview of mass extinction. In: Raup, D.M., Jablonski, D. (Eds.), Patterns and Processes in the History of Life. Springer Verlag, Berlin. 277–295.

Solé, R., Montoya, J. y Erwin, D., 2002. Recovery after mass extinction: evolutionary assembly in large-scale biosphere dynamics. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 357, 697–707. <https://doi.org/10.1098/rstb.2001.0987>.

Spencer-Cervato, C., 1999. The Cenozoic deep sea microfossil record: explorations of the DSDP/ODP sample set using the Neptune database. Paleontología electronica. <https://doi.org/10.26879/99013>.

Srivastava, R, K., Chandra, R., 1995. Magmatism in relation to diverse tectonic settings. A.A. Balkema/Rotterdam.

Stigall. A. L., 2010. Using GIS to assess the biogeographic impact of invasions on native brachiopods during the richmodian invasion in the tipe-cincinnatian (late Ordovician, Cincinnati region). Department of Geological Sciences and Ohio Center for Ecology and Evolutionary Studies, Ohio University.

Yedid, G., Ofria, C. A. & Lenski, R. E., 2009. Selective press extinctions, but not random pulse extinctions, cause delayed ecological recovery in communities of digital organisms. American Society of Naturalists. 173:139–154. <https://doi.org/10.1086/597228>.

Zhao, J., Xiao, L., Gulick, S, P., Morgan, J, V., Kring, D., Fucugauchi, J, U., Schmieder, M., de Graaff, S, J., Wittmann, A., Ross, C, H., Claeys, P., Pickersgill, A., Kaskes, P., Goderis, S., Rasmussen, C., Vajda, V., Ferrière, L., Feignon, J, G., Chenot, E., Perez-

Cruz, L., Sato, H., Yamaguchi, K., 2020. Geochemistry, geochronology and petrogenesis of Maya Block granitoids and dykes from the Chicxulub Impact Crater, Gulf of México: Implications for the assembly of Pangea. *Godwana Research* 82: 128-150. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.12.003>.

Figuras

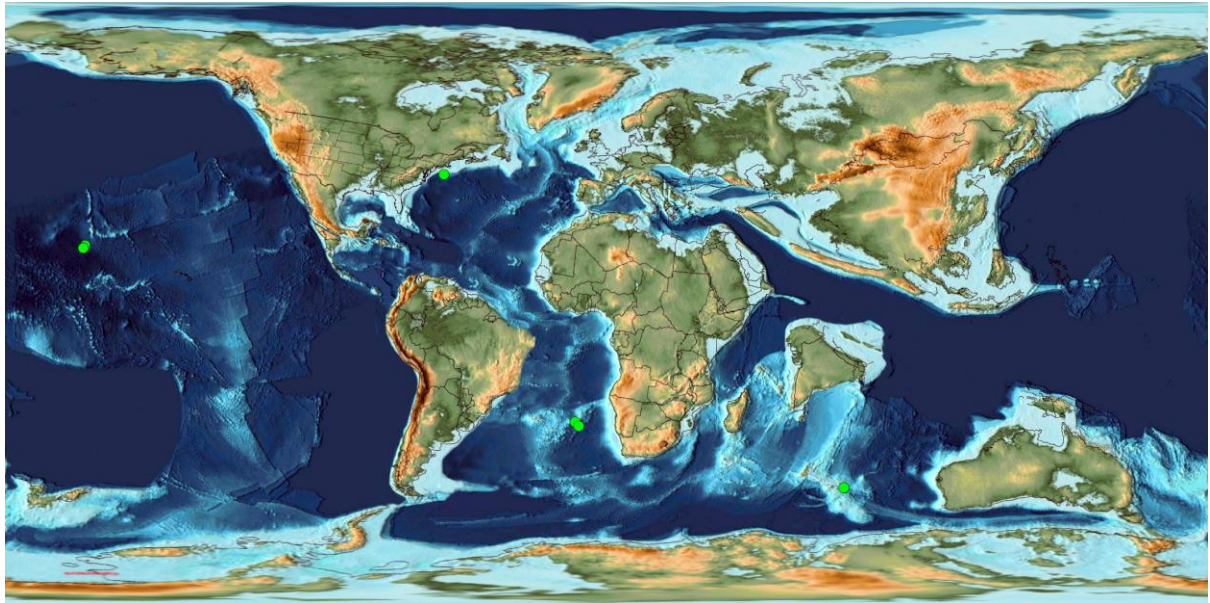


Figura 1. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Guembelitra* en el intervalo de tiempo de 66 a 65 Ma.

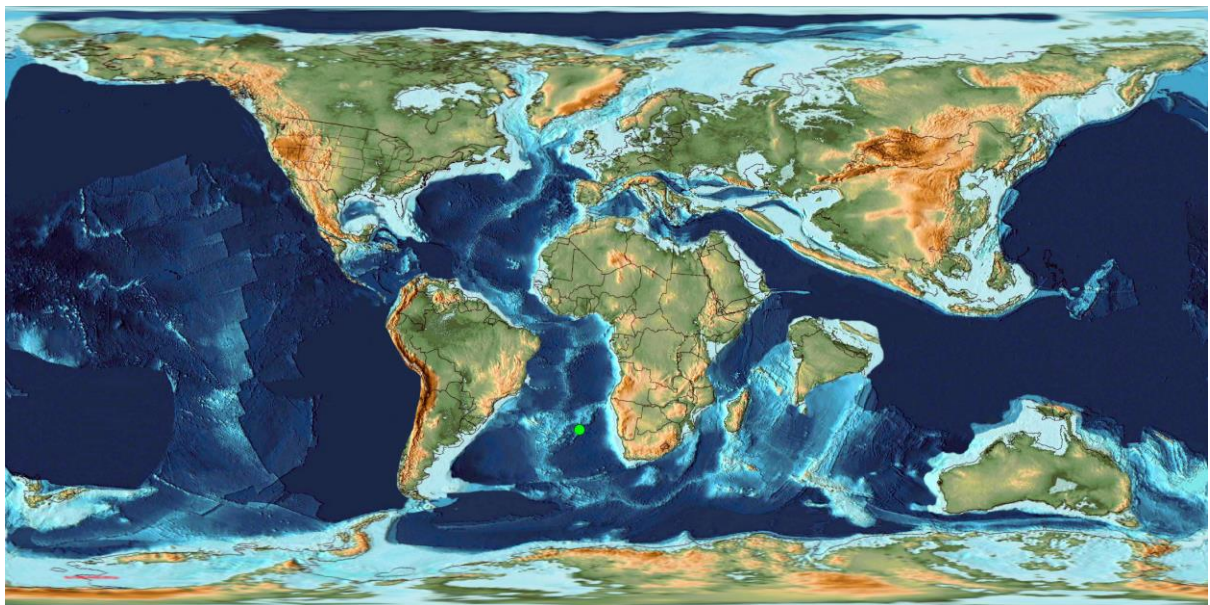


Figura 2. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Guembelitra* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

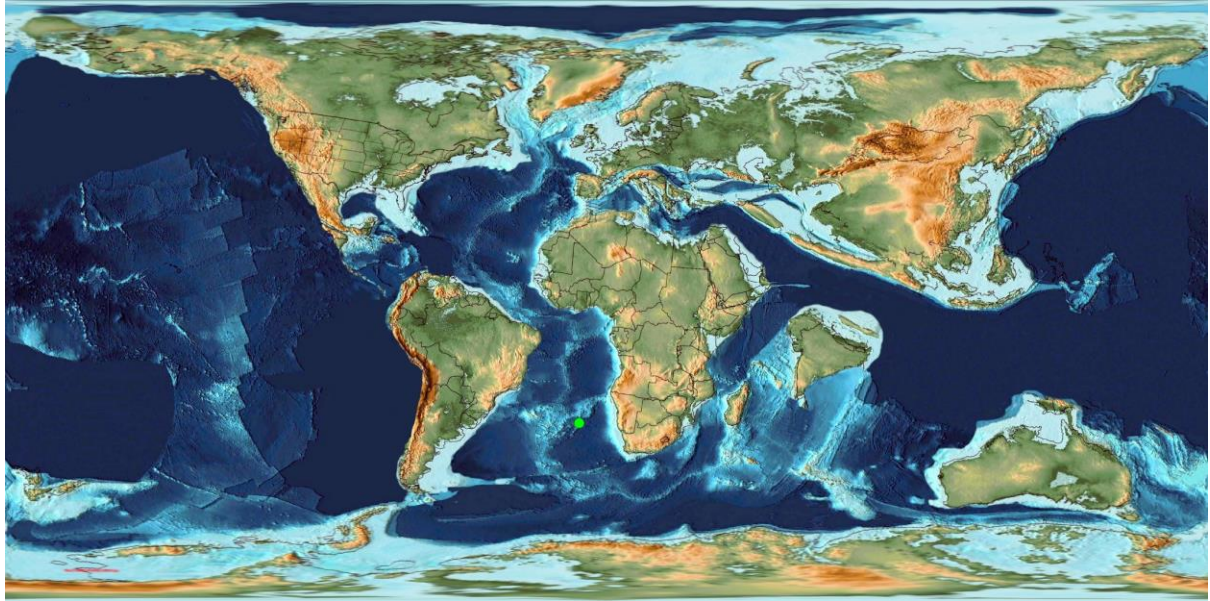


Figura 3. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Guembeltria* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

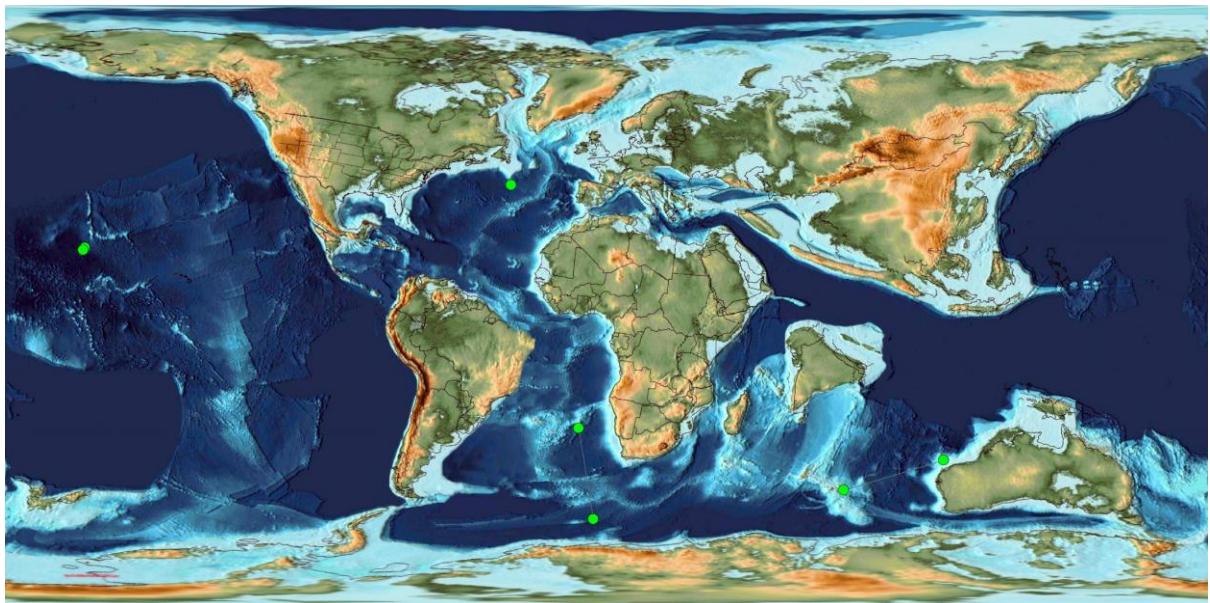


Figura 4. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Hedbergella* en el intervalo de tiempo de 66 a 65 Ma.

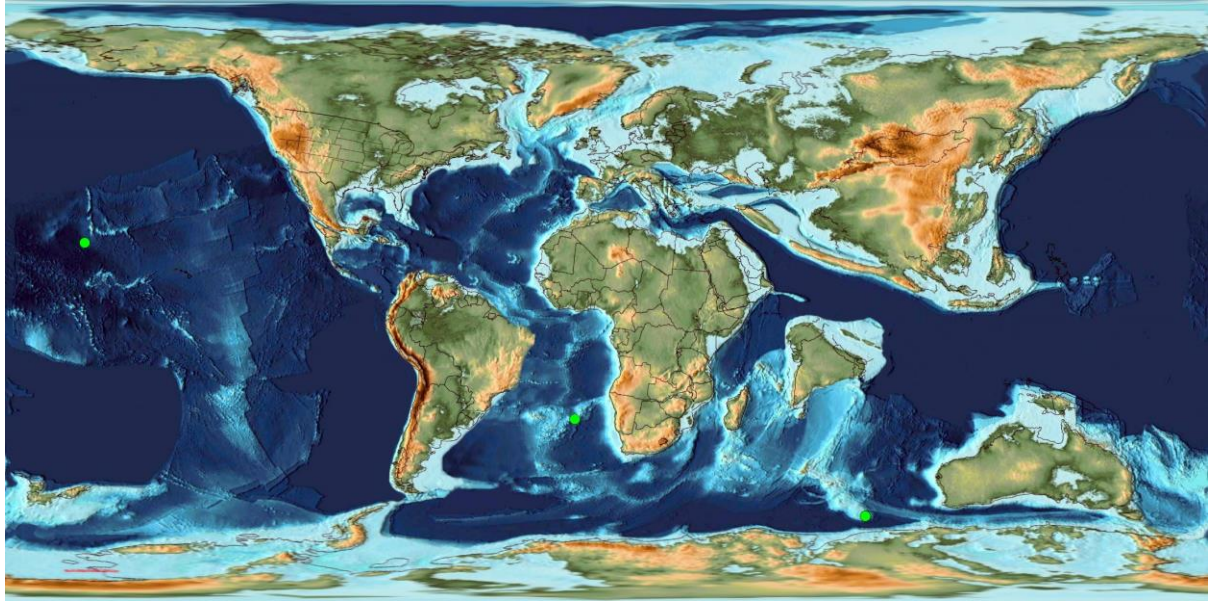


Figura 5. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Zeauvigerina* en el intervalo de tiempo de 66 a 65 Ma.

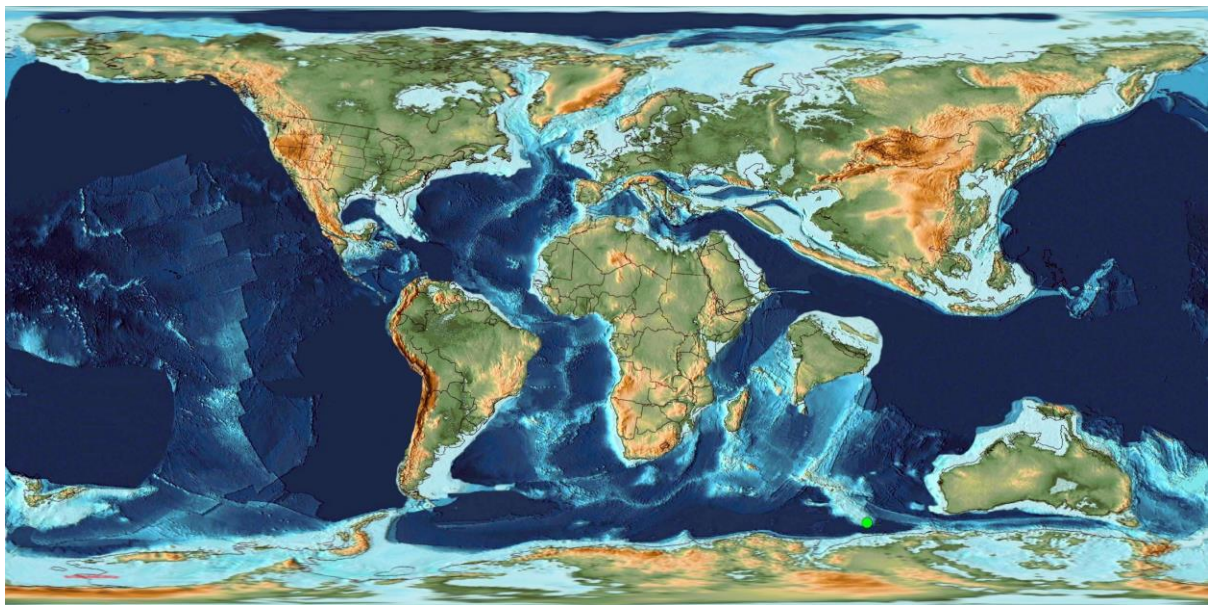


Figura 6. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Zeauvigerina* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

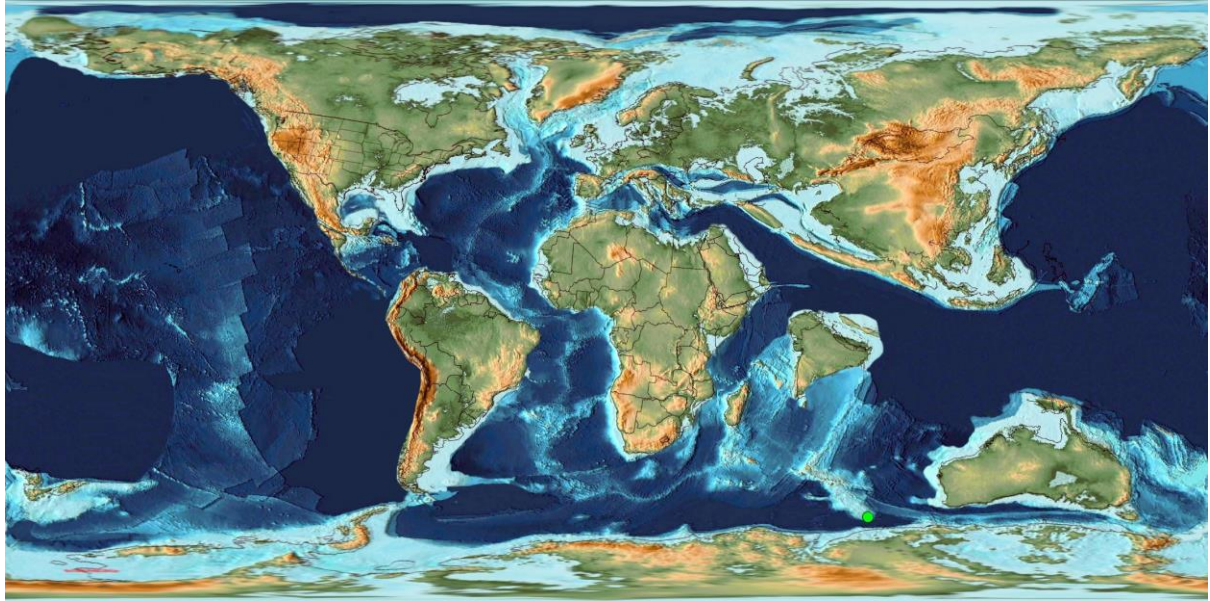


Figura 7. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Zeauvigerina* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

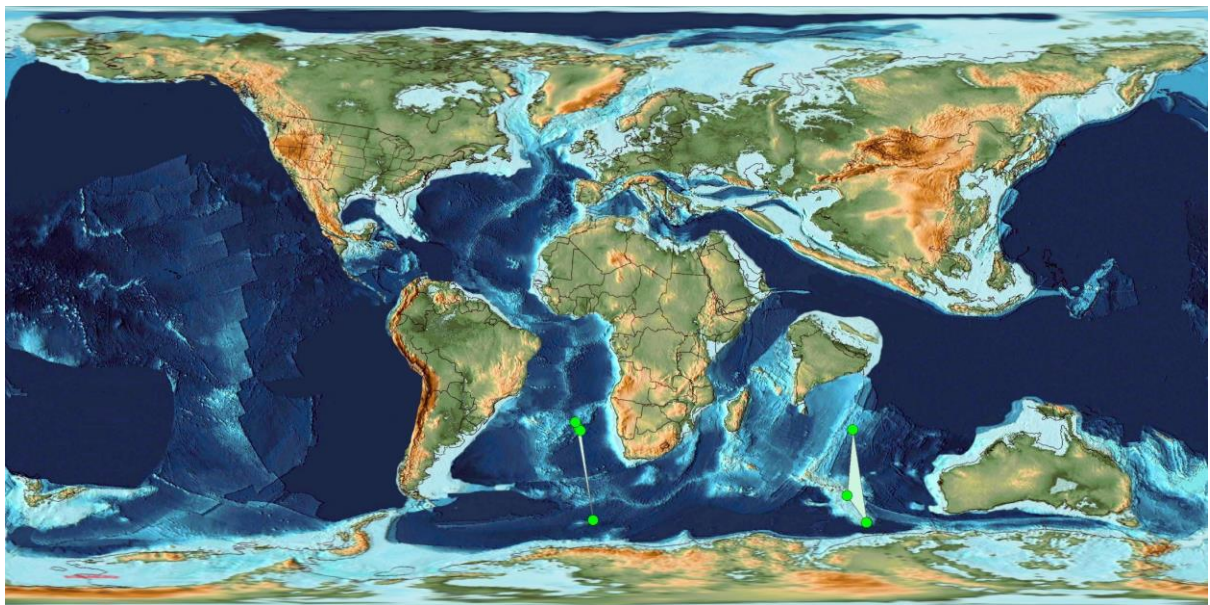


Figura 8. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Globoconusa* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

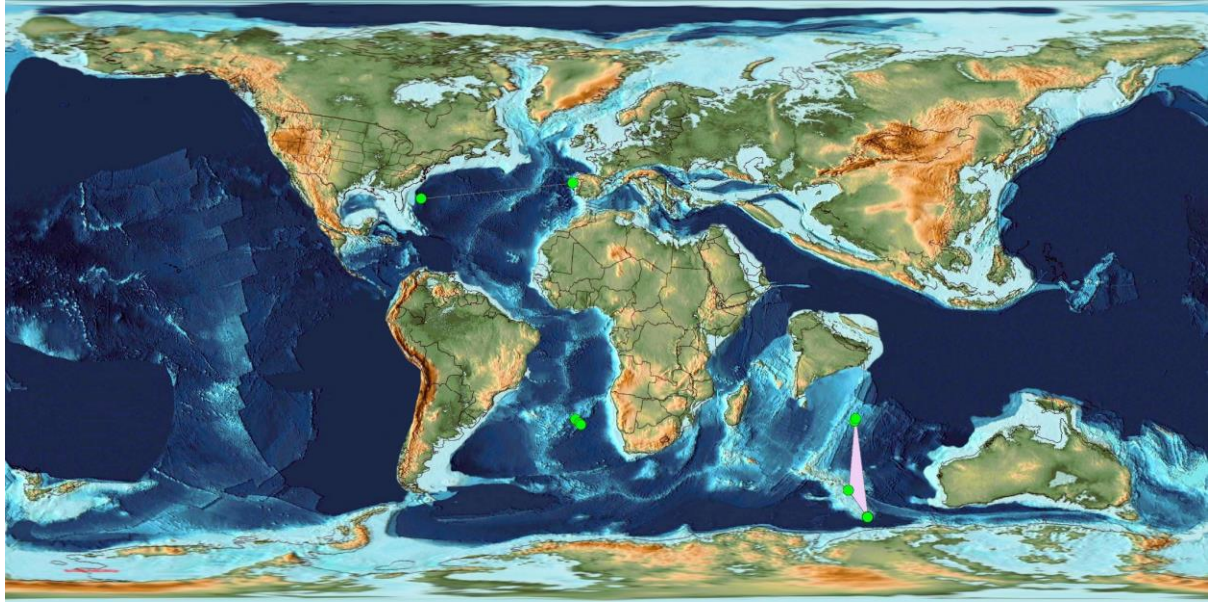


Figura 9. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Globoconusa* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

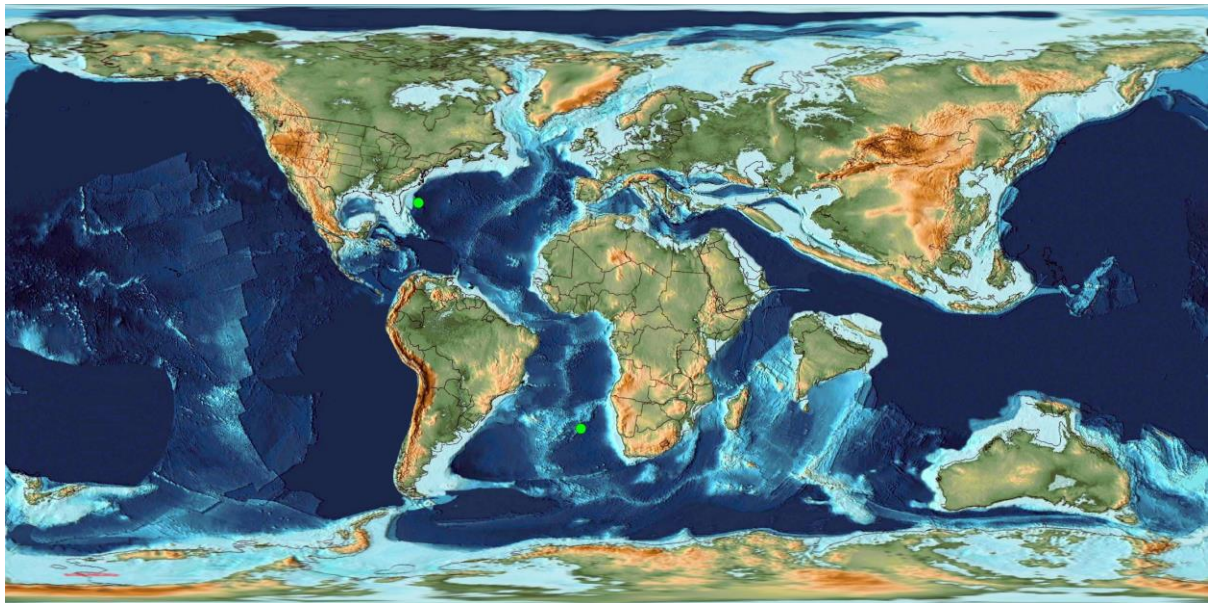


Figura 10. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Globoconusa* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

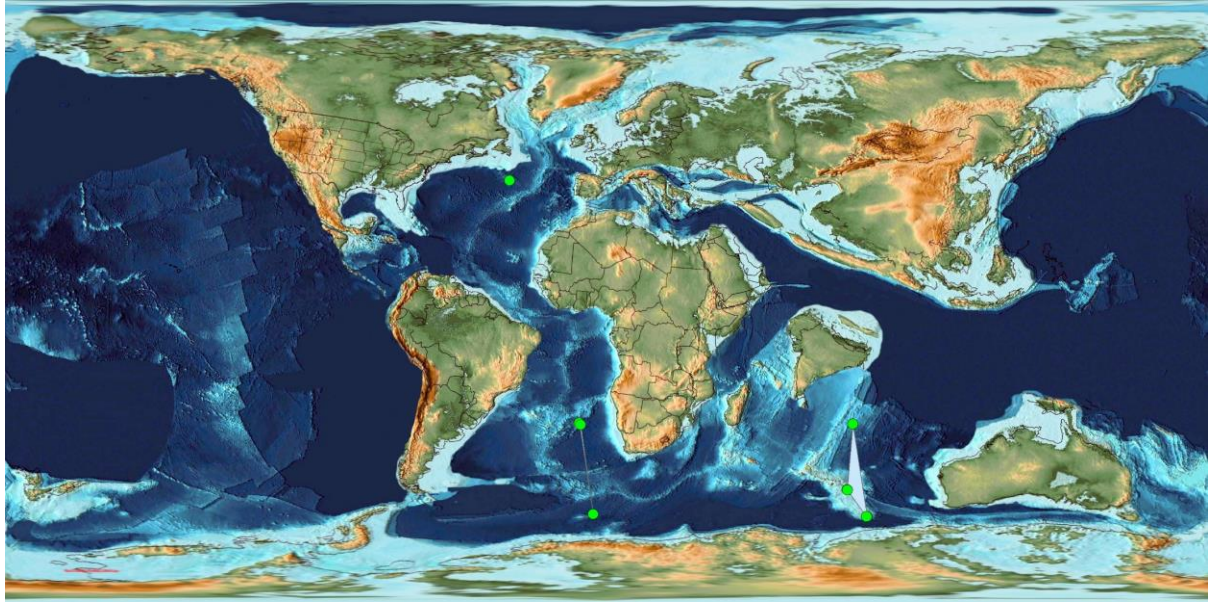


Figura 11. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Chiloguembelina* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

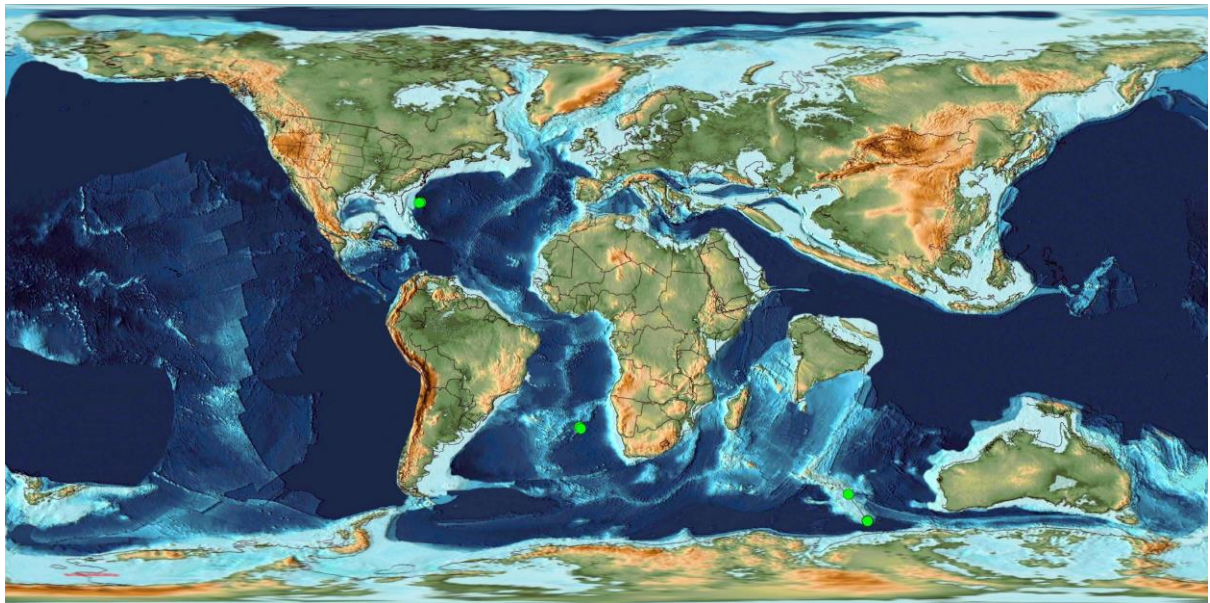


Figura 12. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Chiloguembelina* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

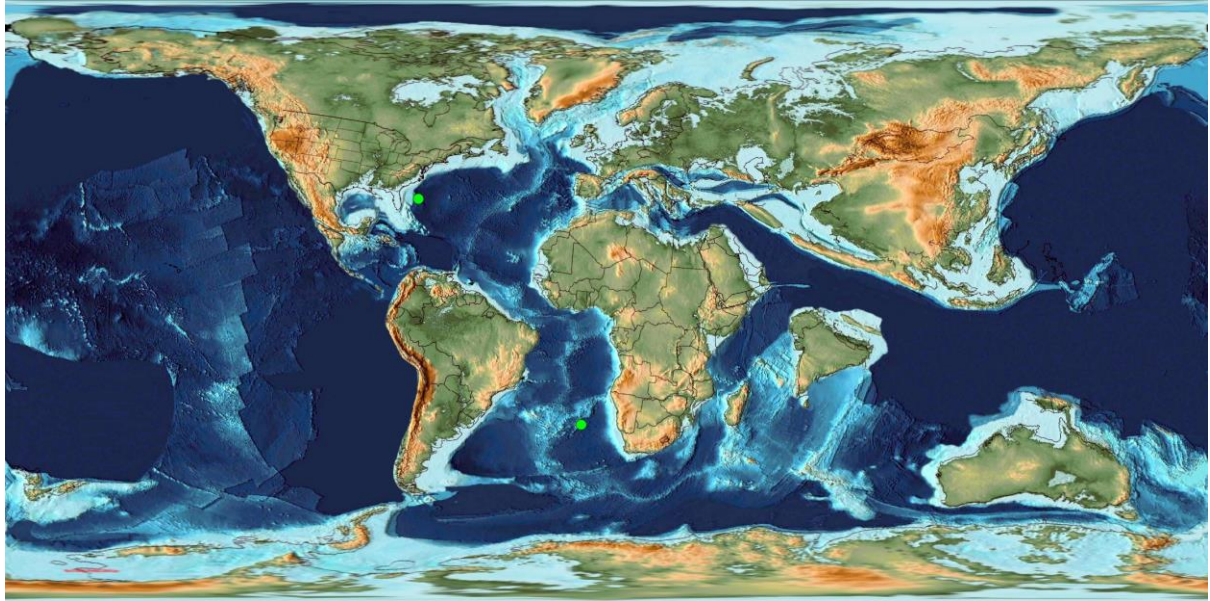


Figura 13. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Chiloguembelina* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

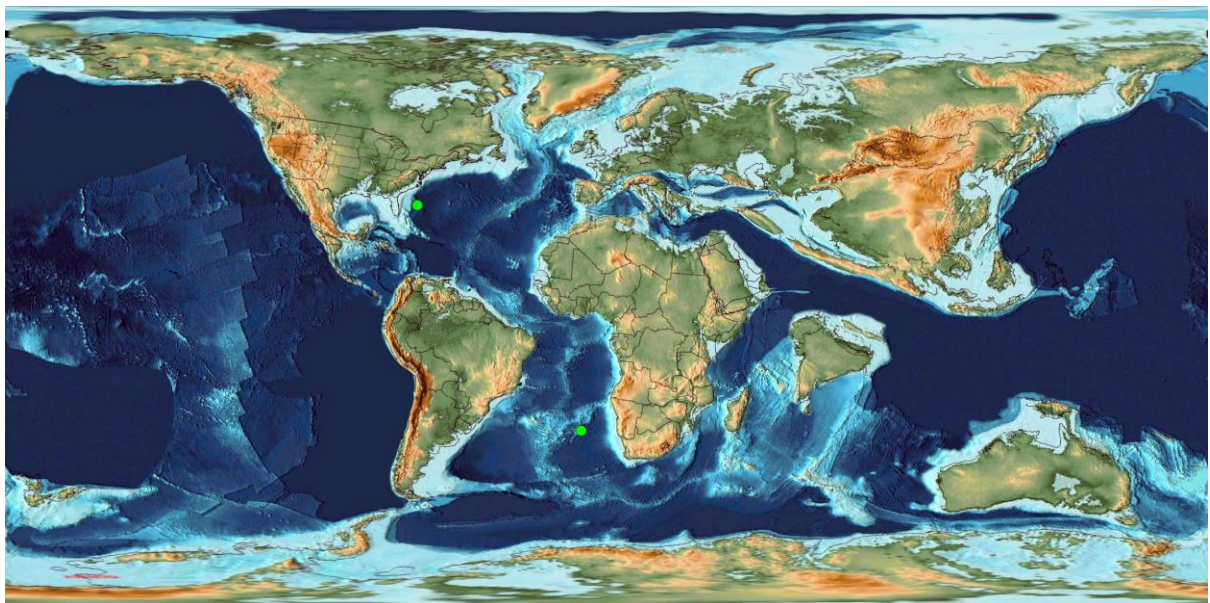


Figura 14. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Chiloguembelina* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

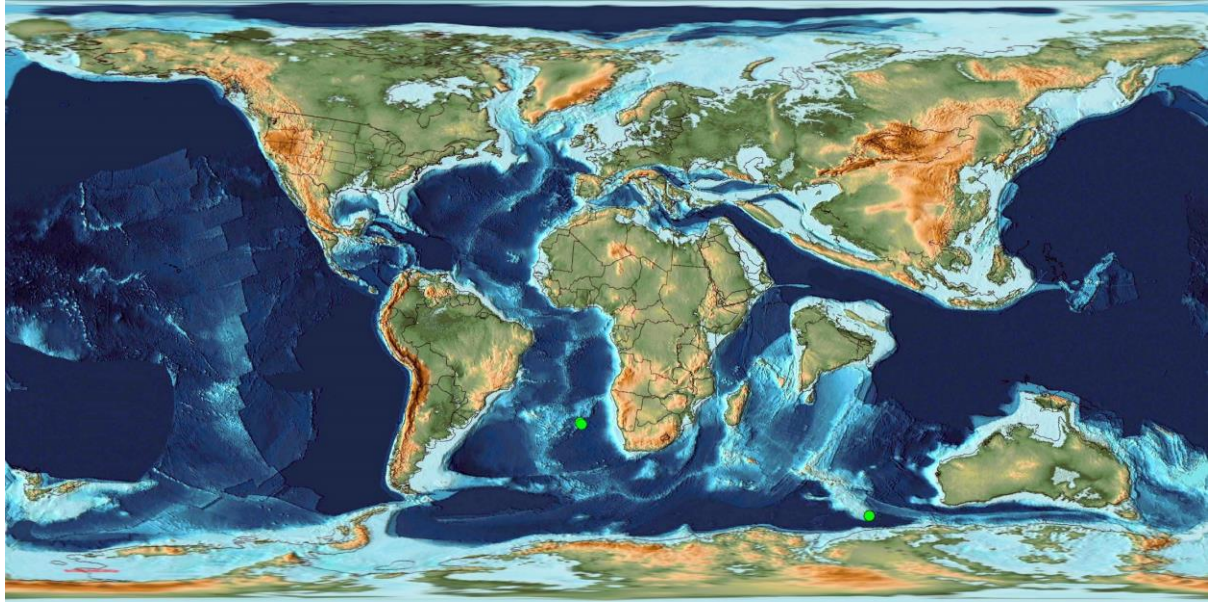


Figura 15. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género Chiloguembelina en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

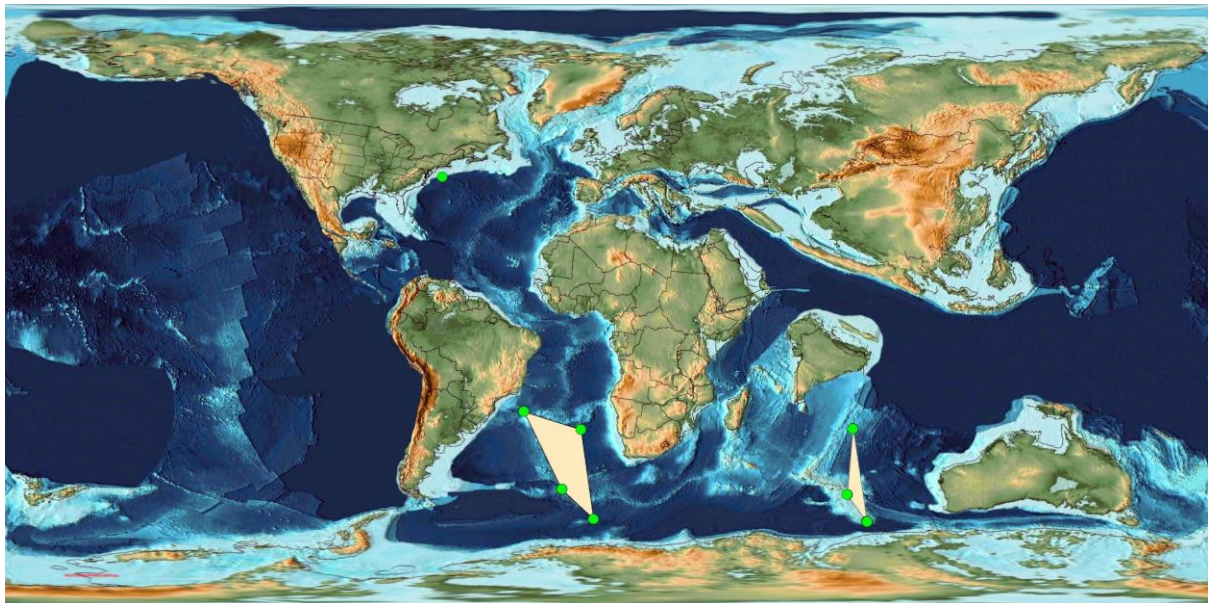


Figura 16. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género Parasubbotina en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

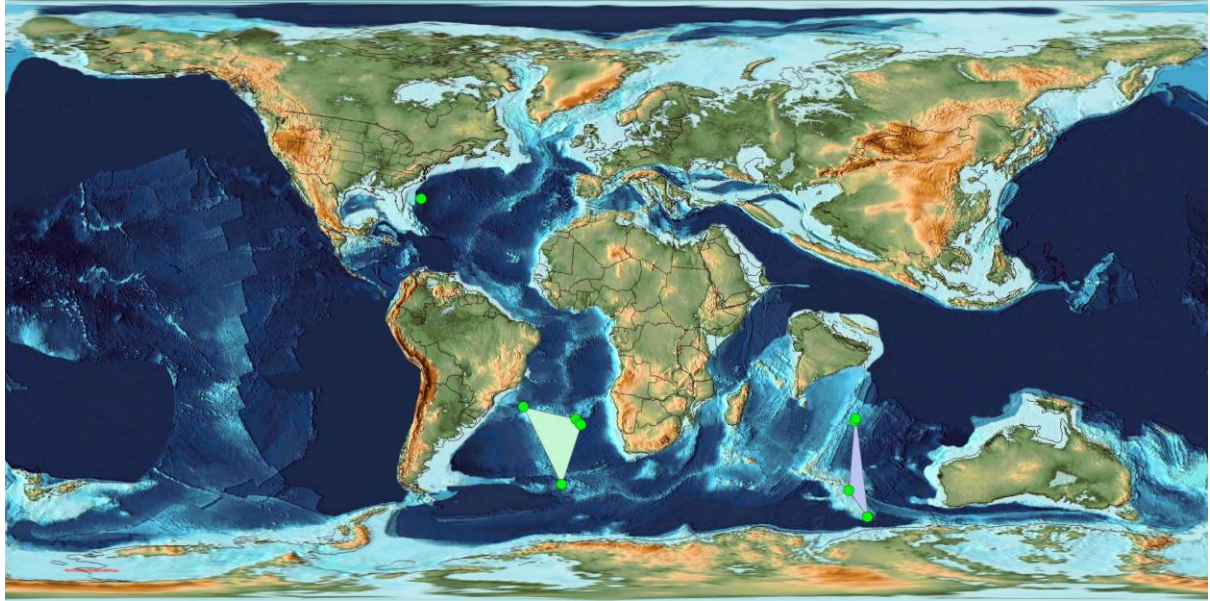


Figura 17. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Parasubbotina* en el intervalo de tiempo de 64 a 63Ma.

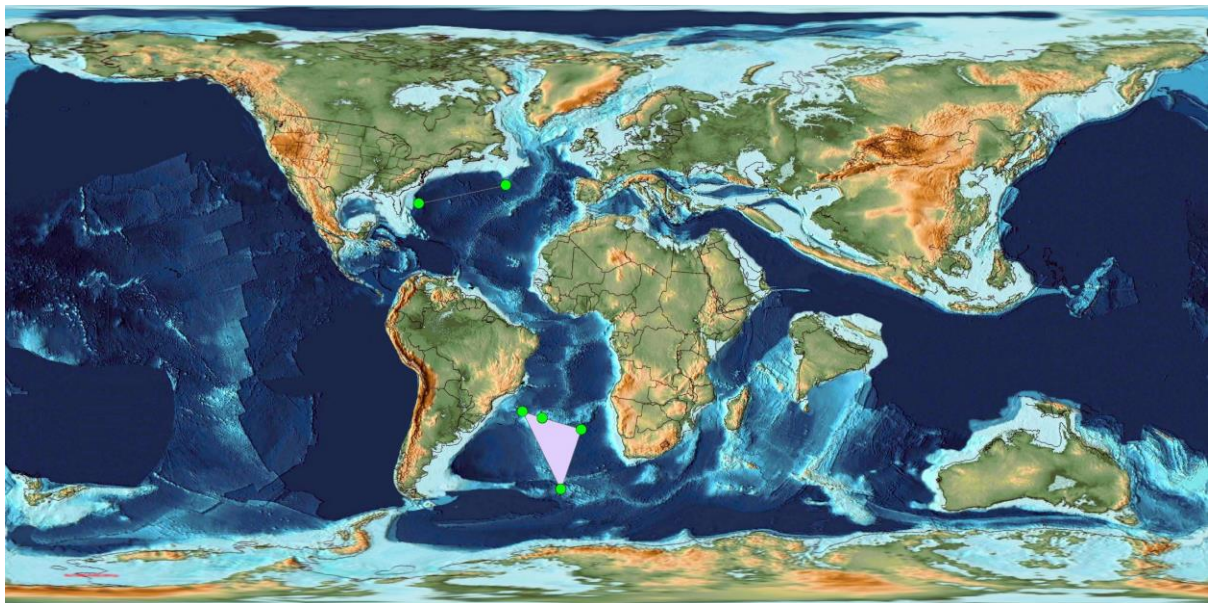


Figura 18. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Parasubbotina* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

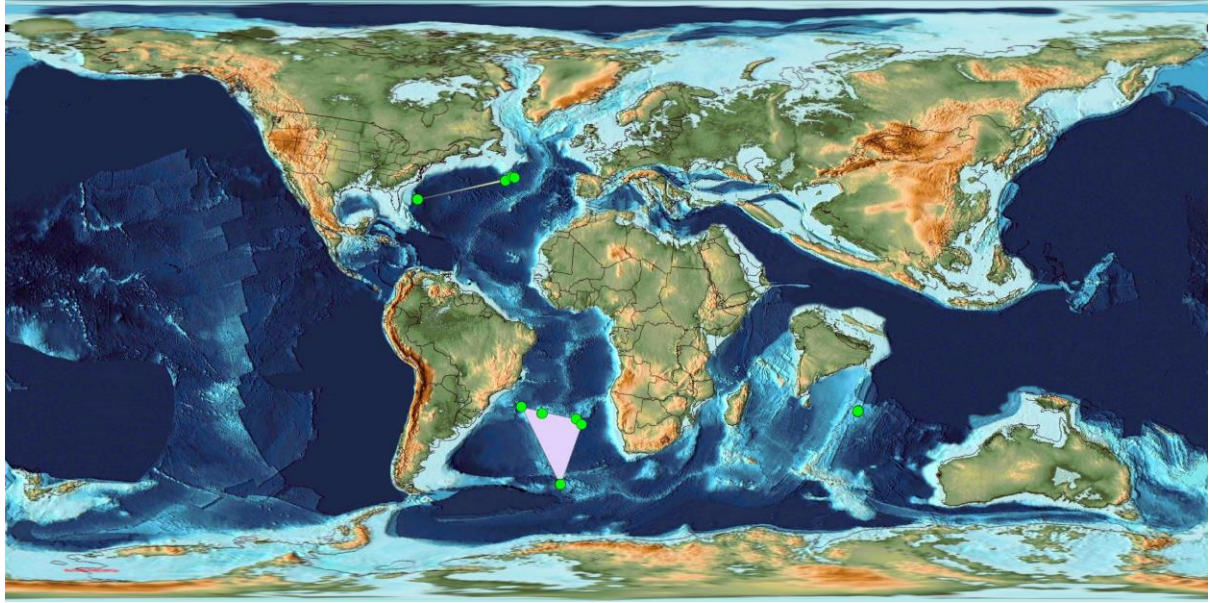


Figura 19. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Parasubbotina* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

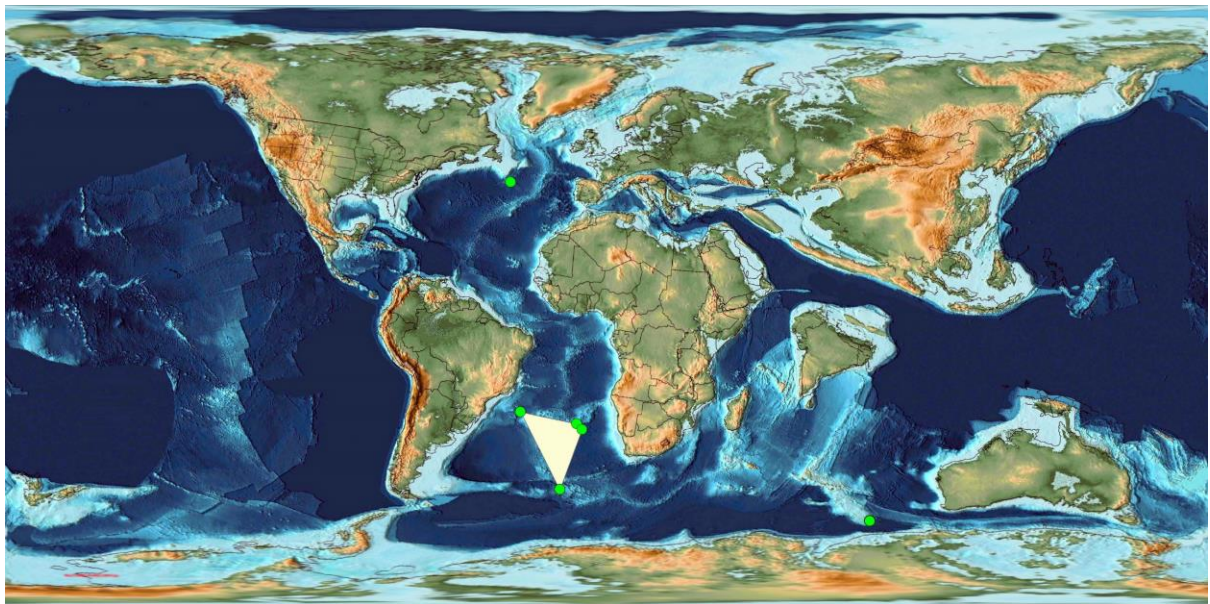


Figura 20. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Parasubbotina* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

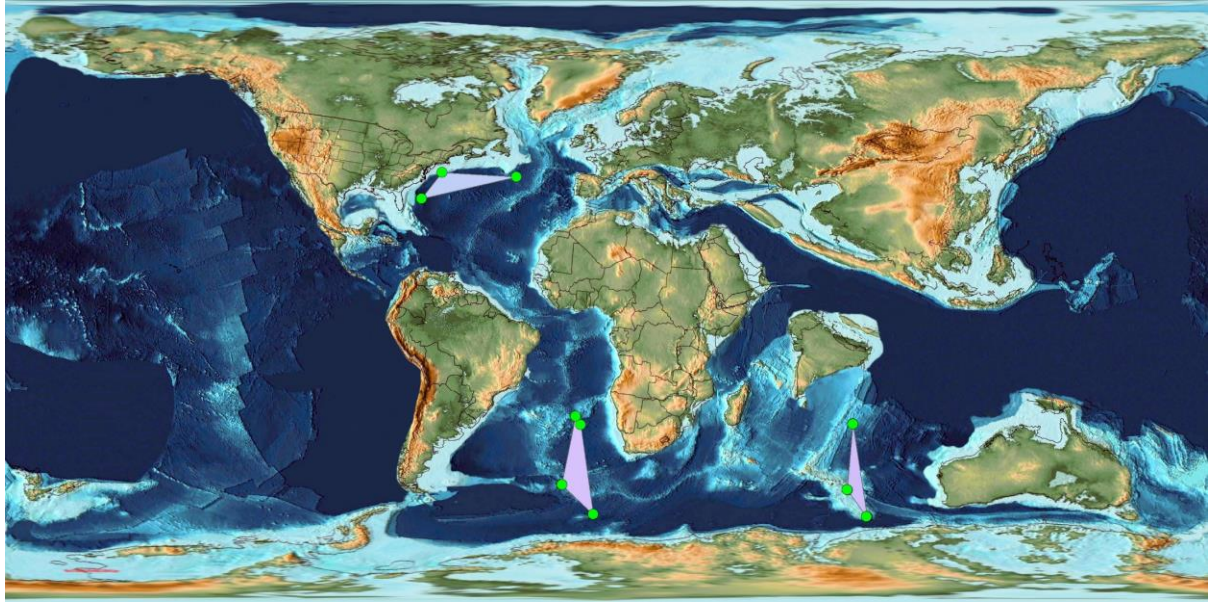


Figura 21. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Subbotina* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

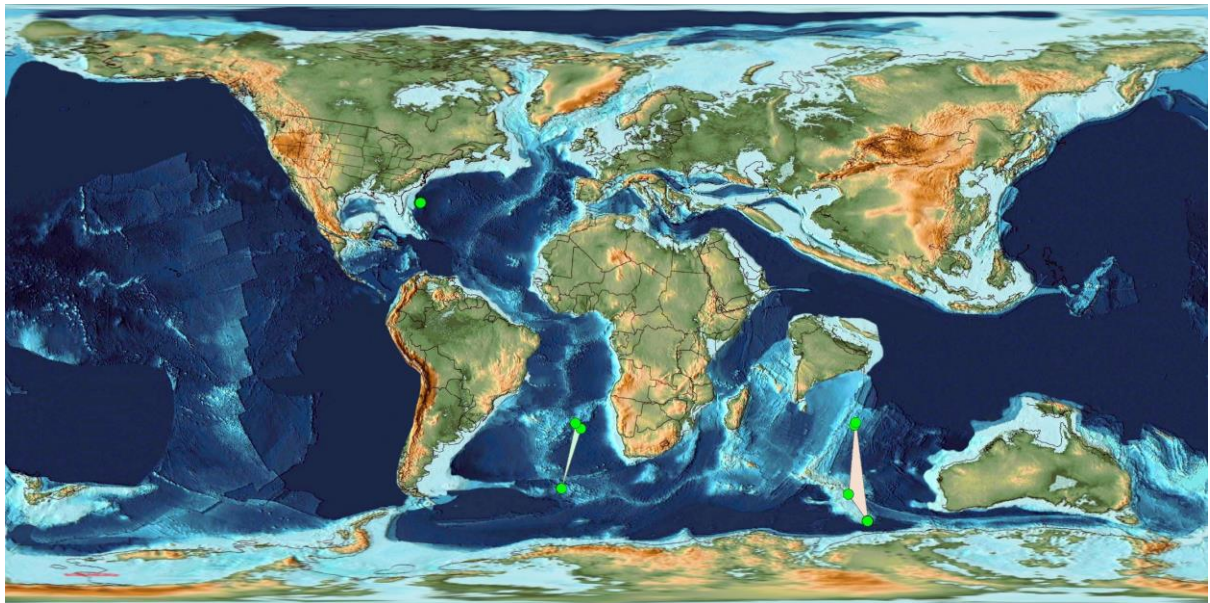


Figura 22. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Subbotina* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

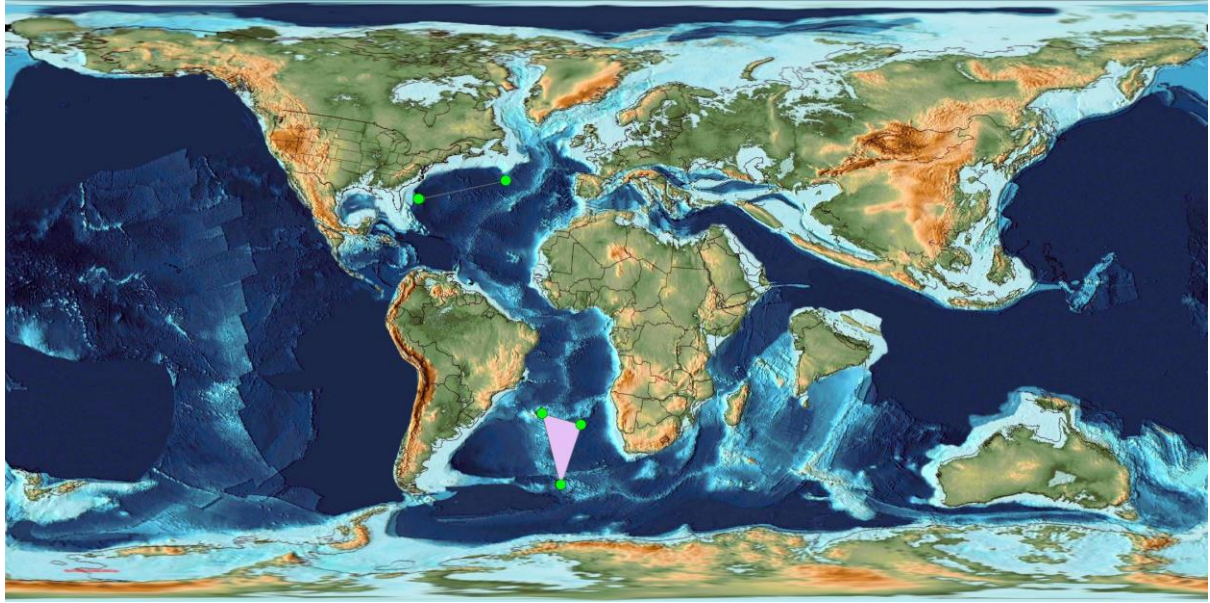


Figura 23. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Subbotina* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

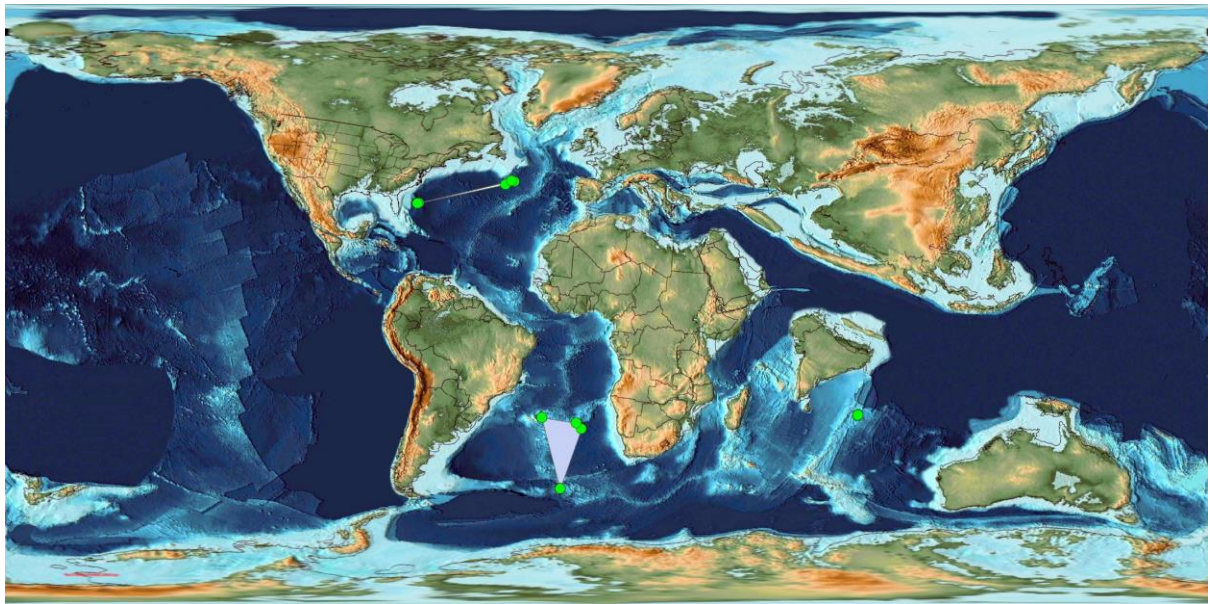


Figura 24. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Subbotina* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

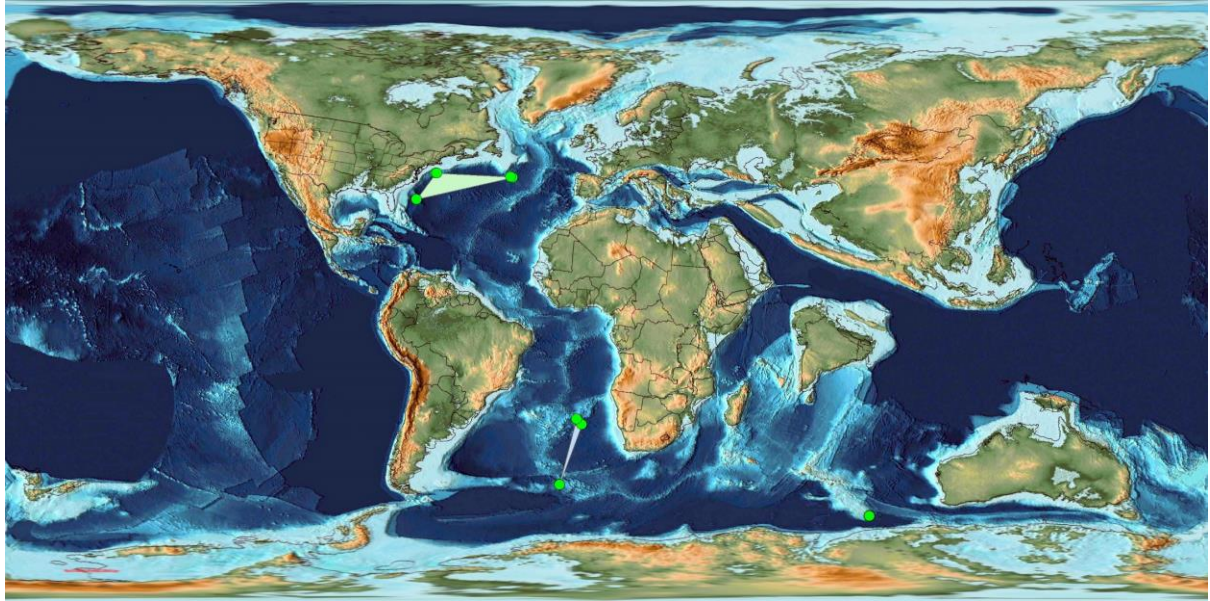


Figura 25. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Subbotina* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

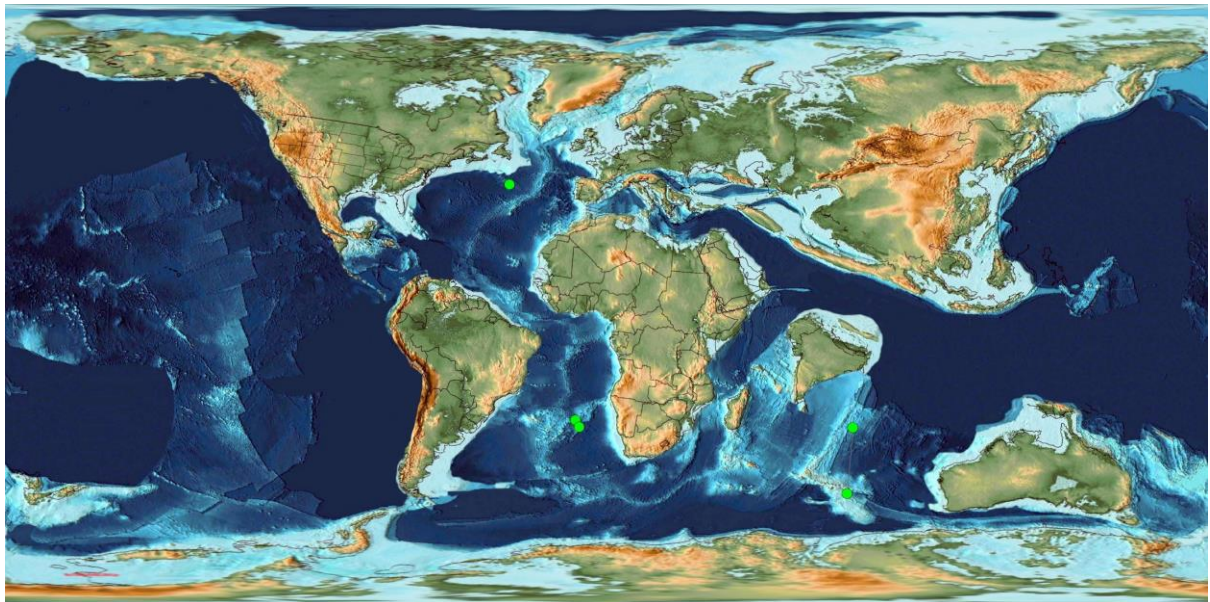


Figura 26. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Eoglobigerina* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

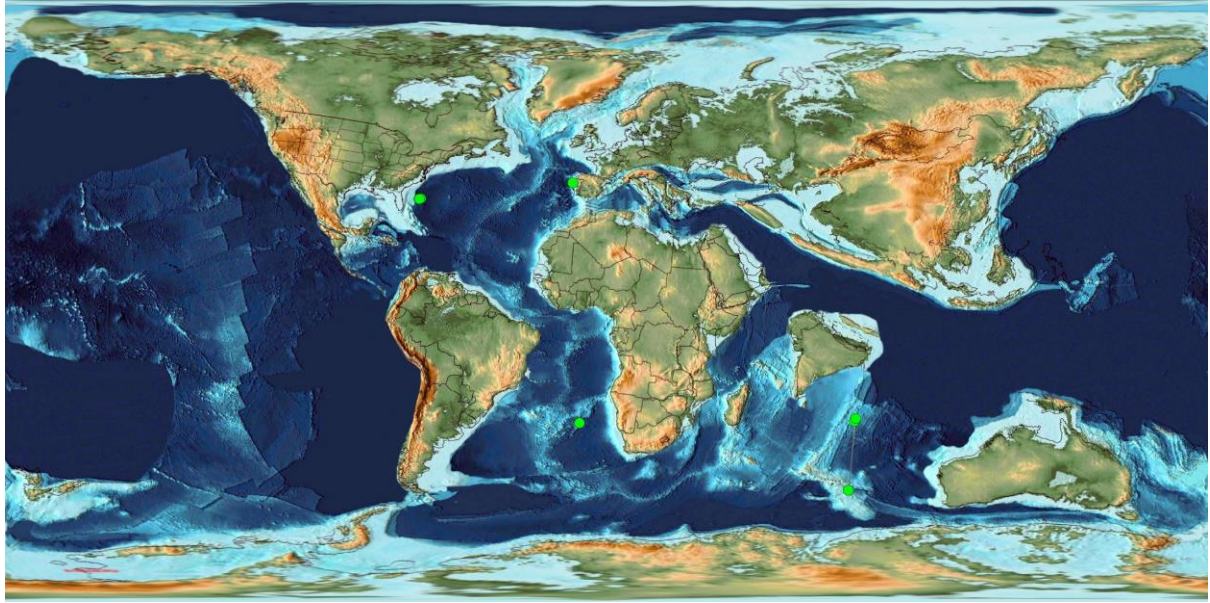


Figura 27. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Eoglobigerina* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

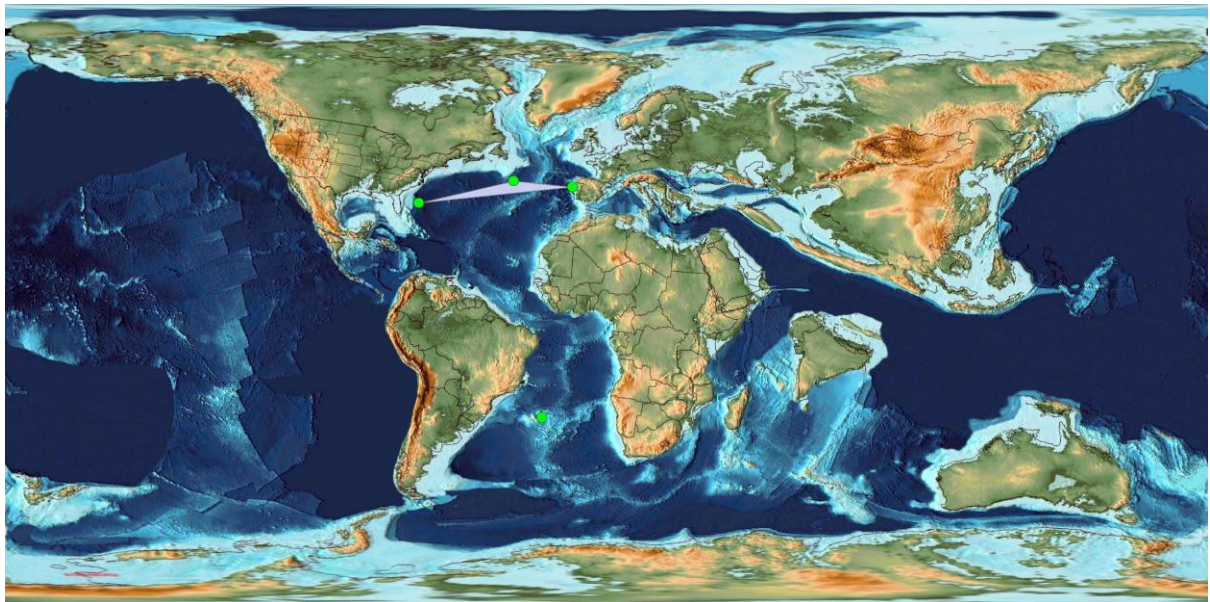


Figura 28. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Eoglobigerina* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

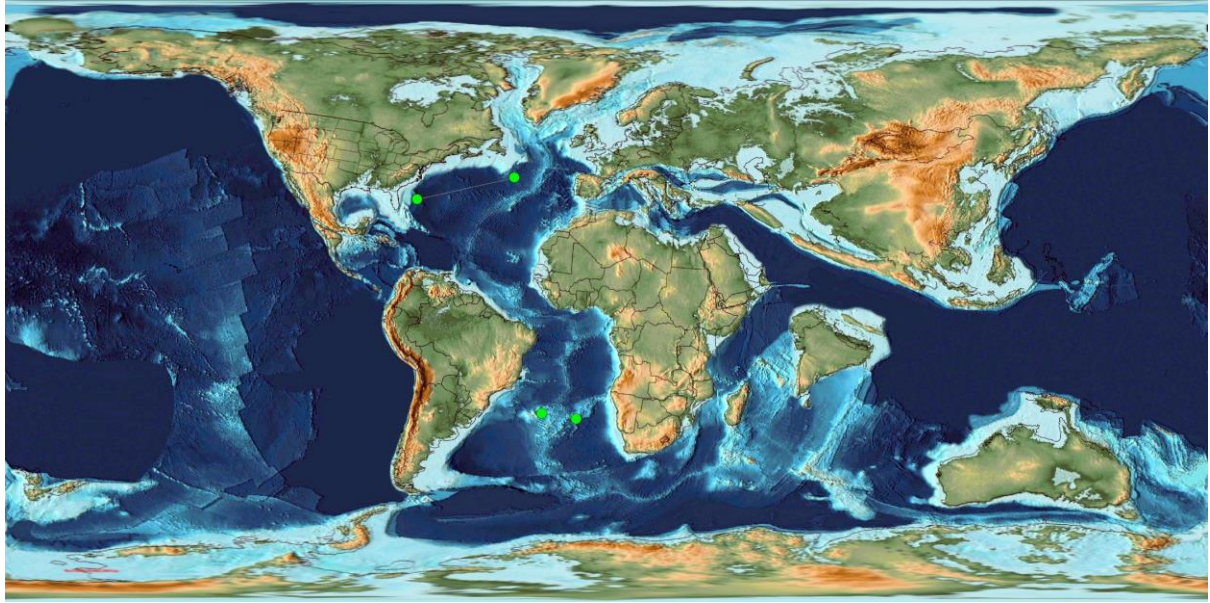


Figura 29. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Eoglobigerina* en el intervalo de tiempo de 62 a 61Ma.

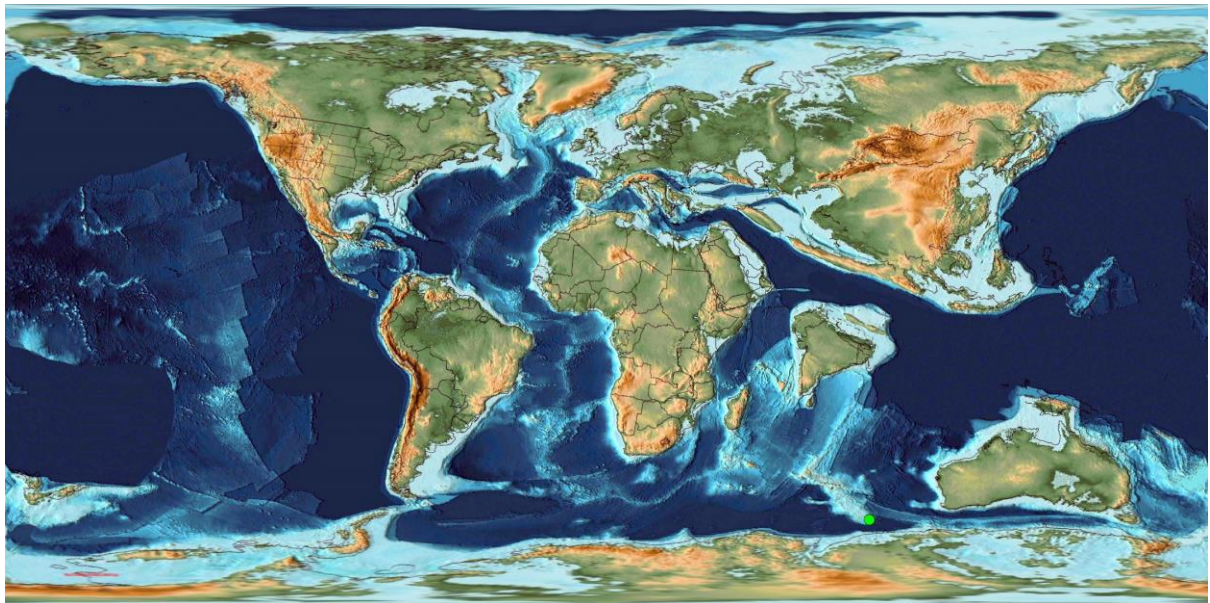


Figura 30. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Eoglobigerina* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

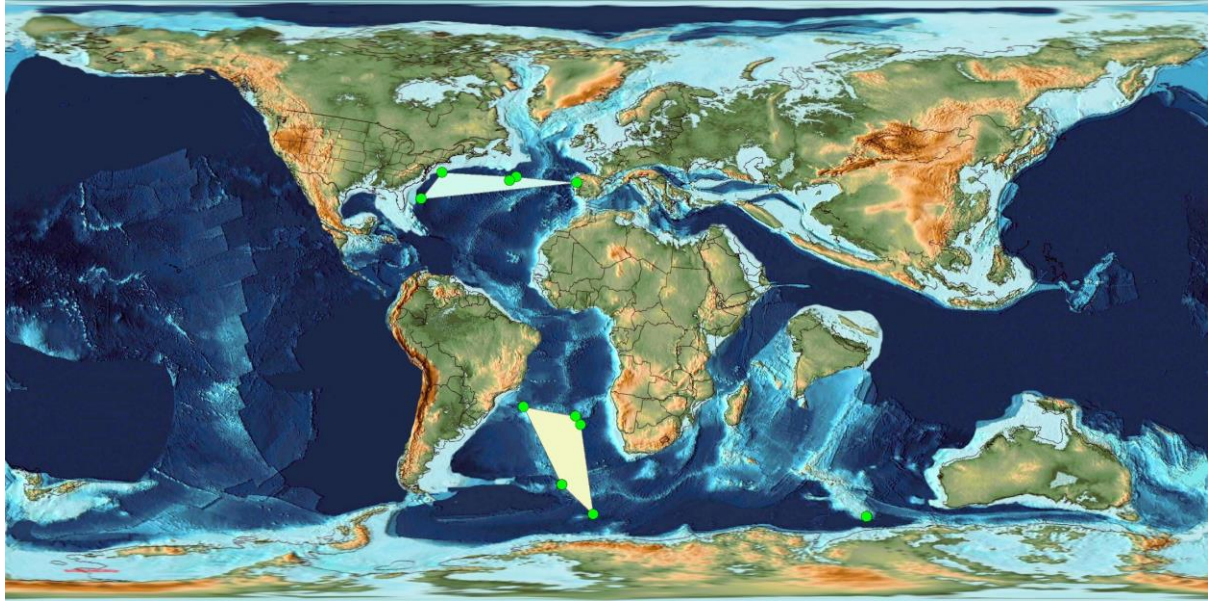


Figura 31. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Praemurica* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

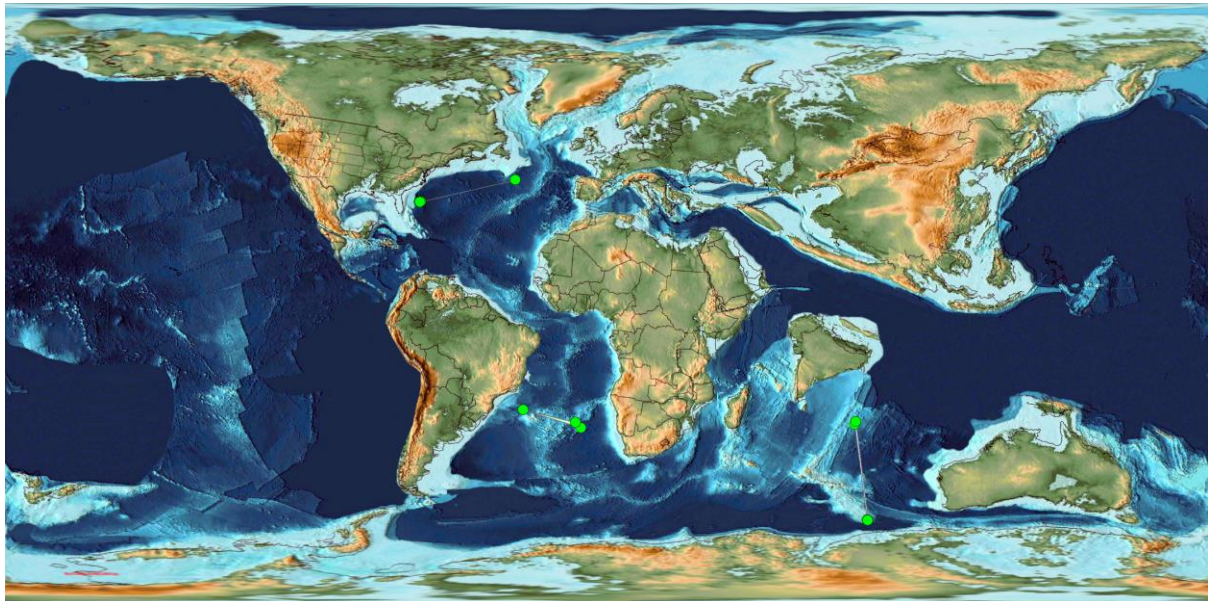


Figura 32. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Praemurica* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

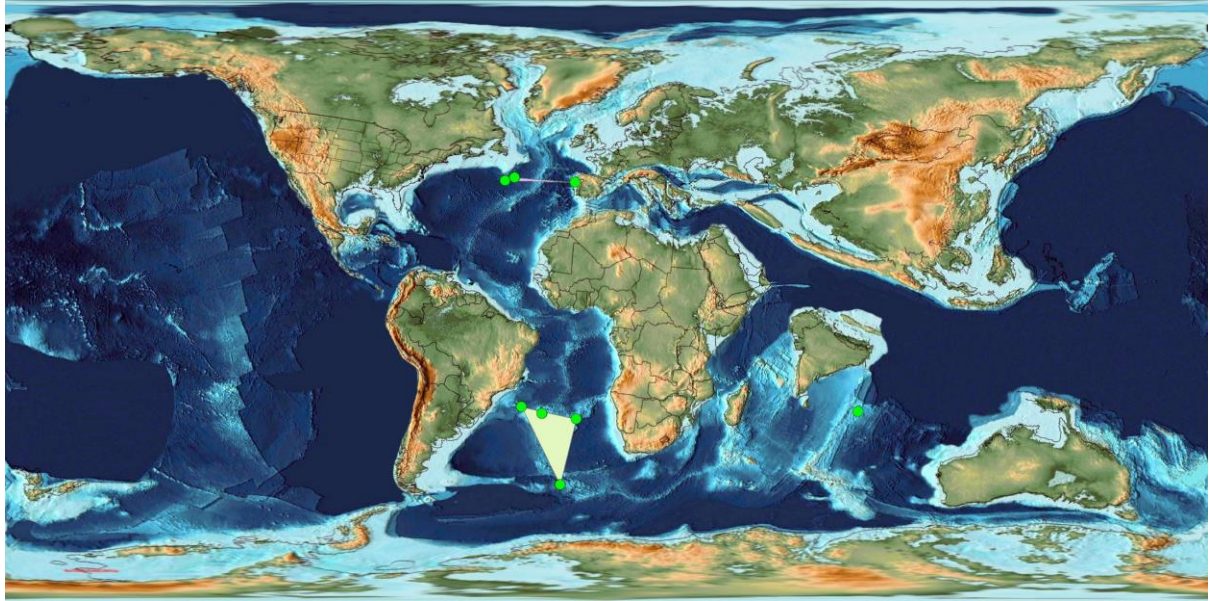


Figura 33. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Praemurica* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

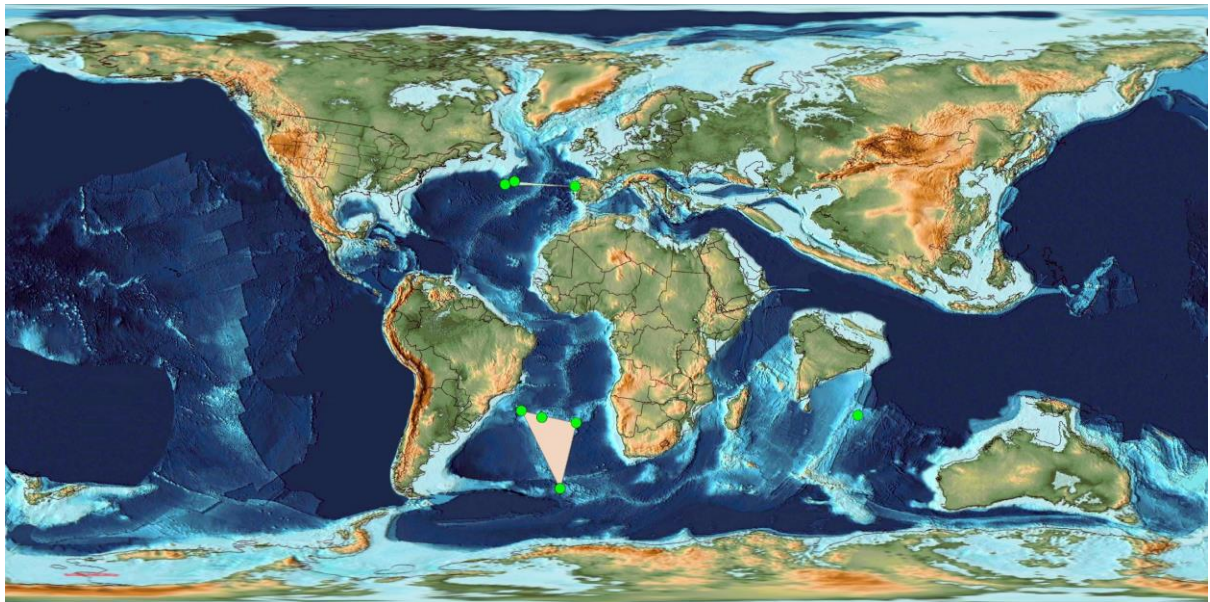


Figura 34. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Praemurica* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

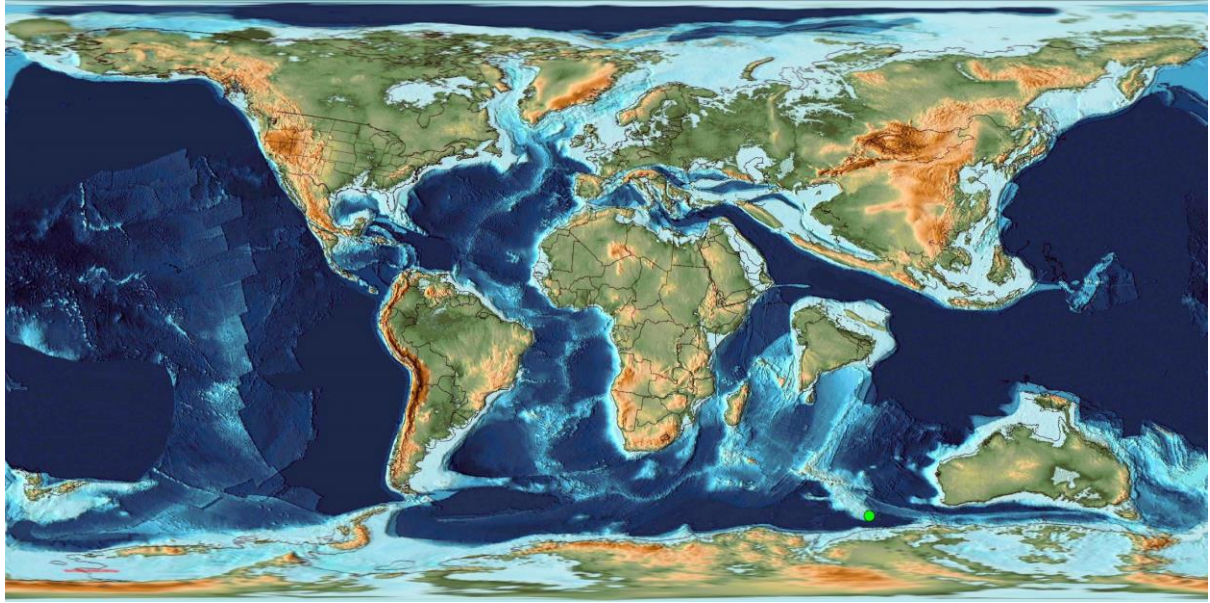


Figura 35. Mapa de la distribución paleobiogeográfica del género *Praemurica* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

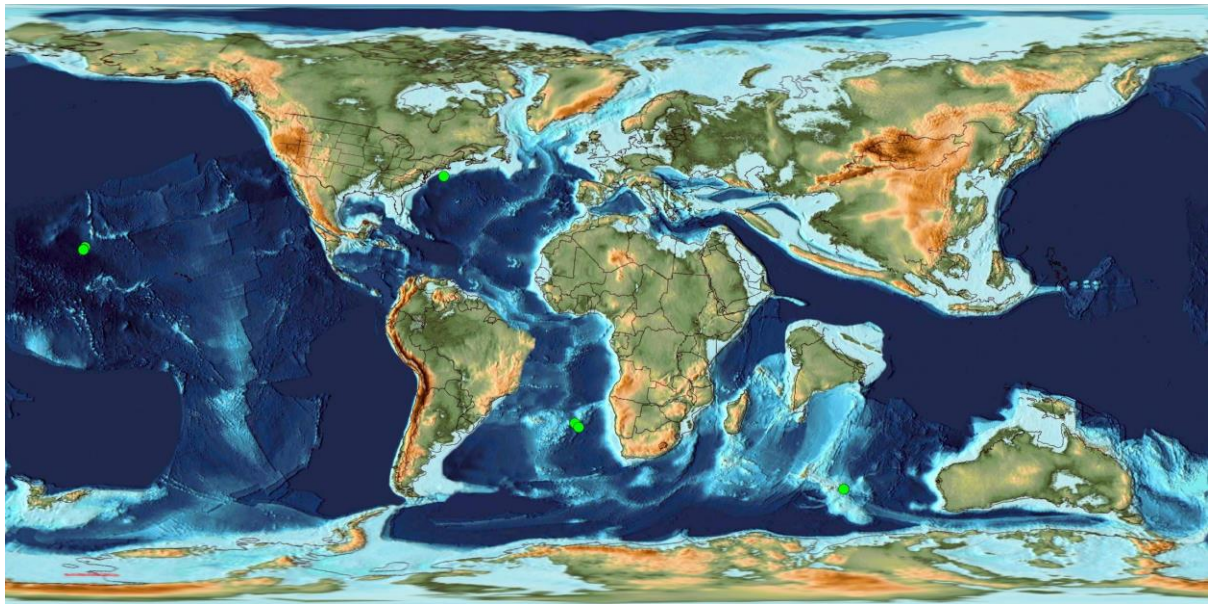


Figura 36. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Guembelitra cretacea* en el intervalo de tiempo de 66 a 65 Ma.

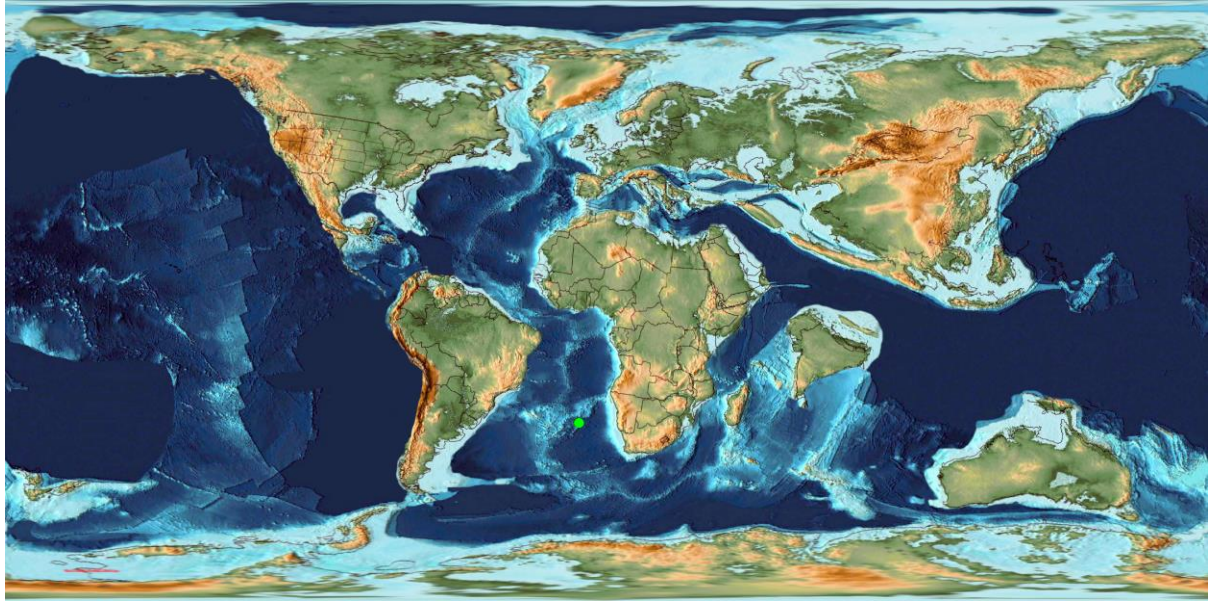


Figura 37. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Guembelitria cretacea* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

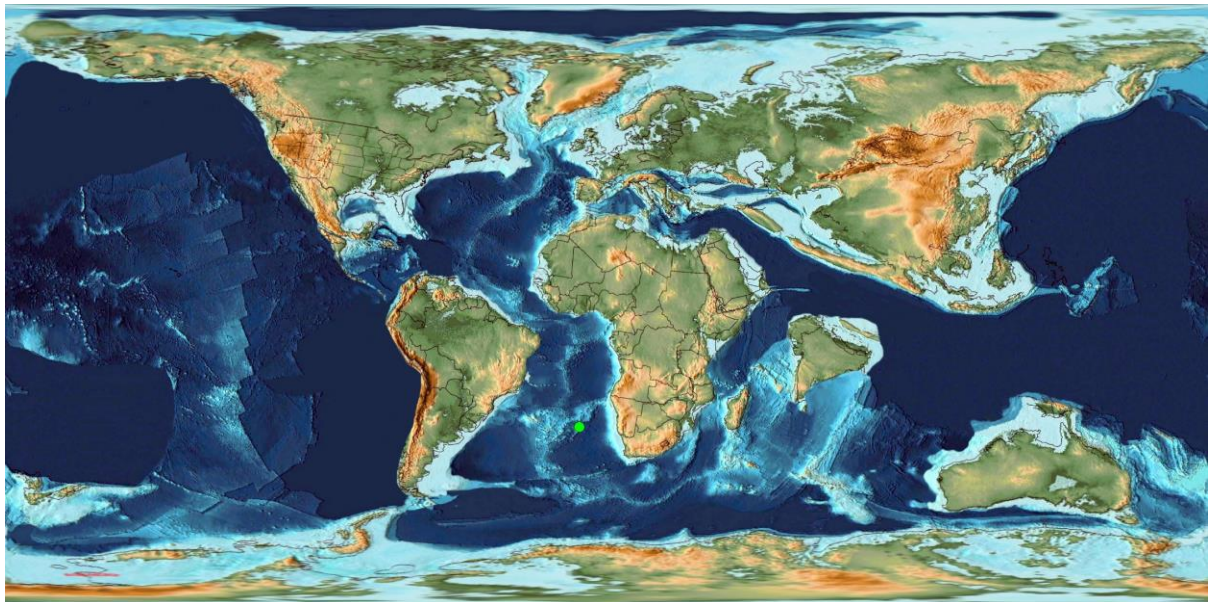


Figura 38. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Guembelitria cretacea* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

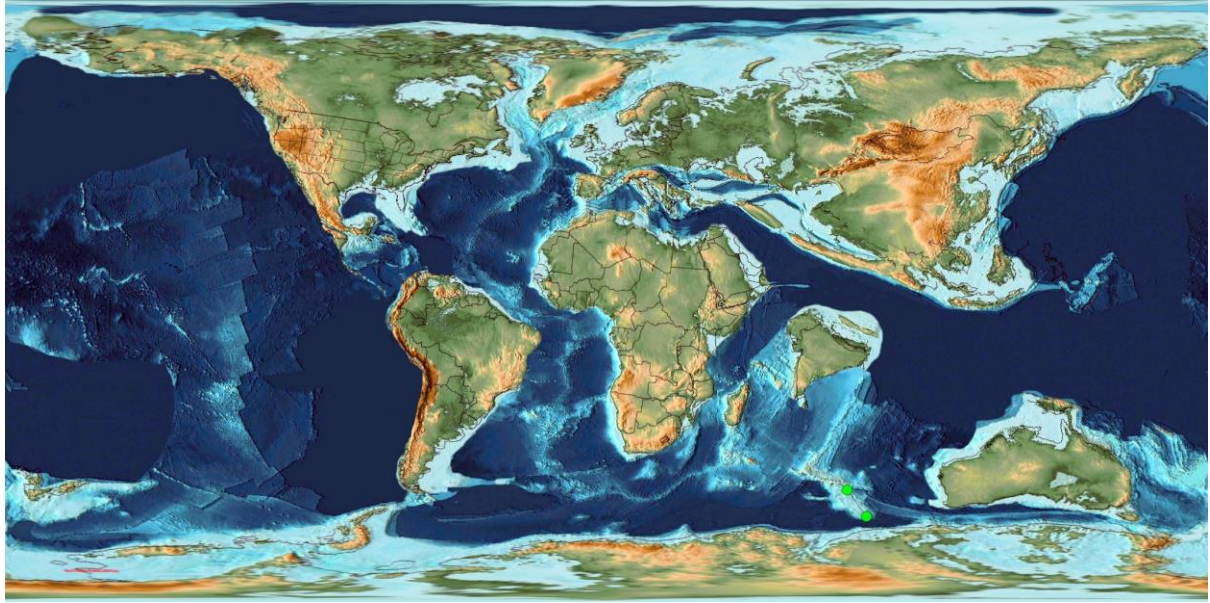


Figura 39. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie de la especie *Subbotina trivialis* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

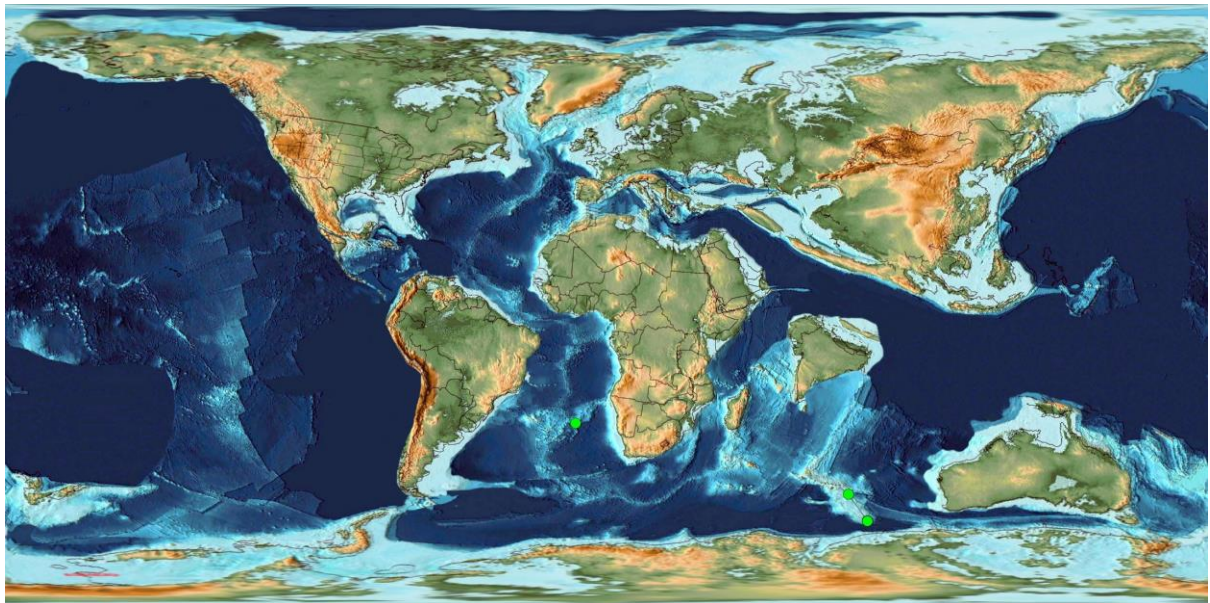


Figura 40. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Subbotina trivialis* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

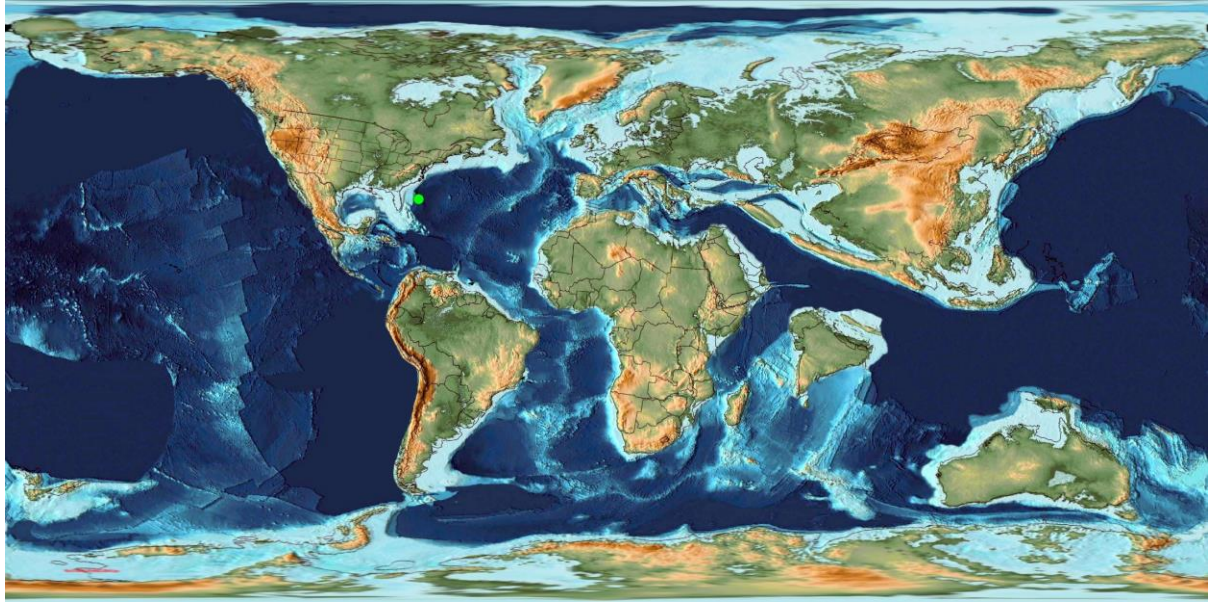


Figura 41. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Subbotina trivialis* en el intervalo de tiempo de 63 a 62Ma.

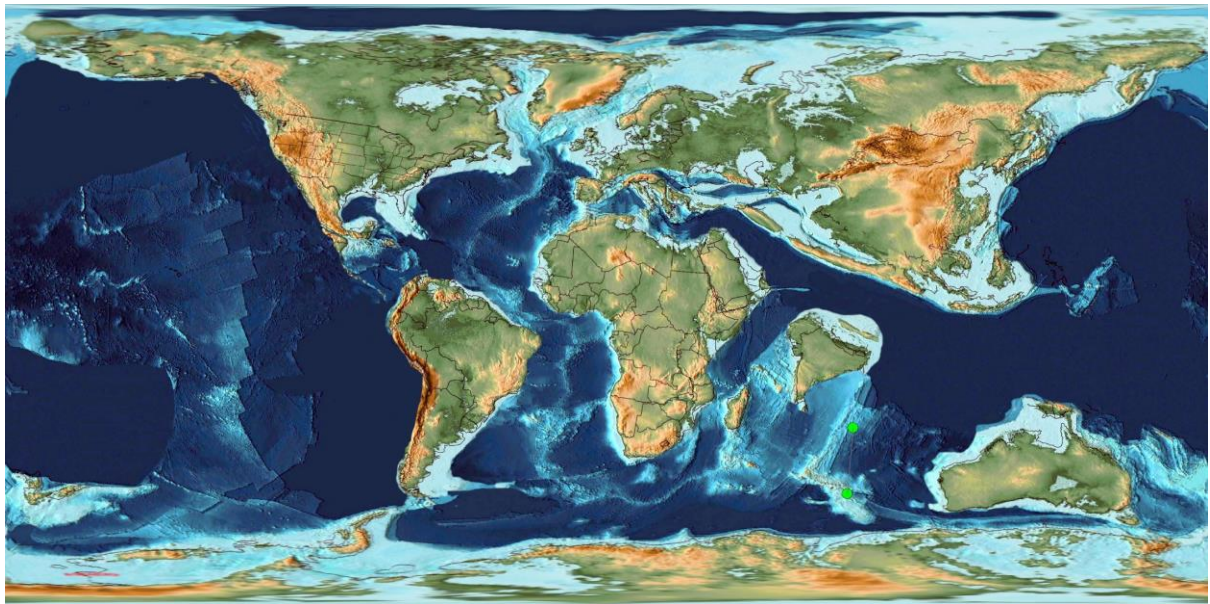


Figura 42. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Eoglobigerina eobulloides* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

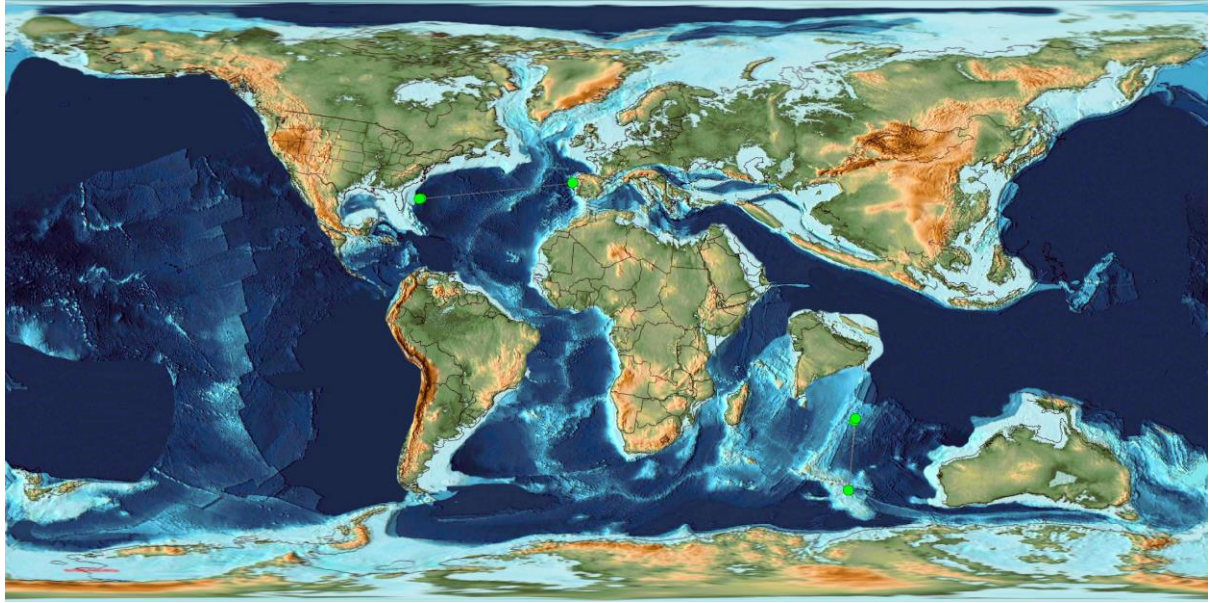


Figura 43. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Eoglobigerina eobulloides* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

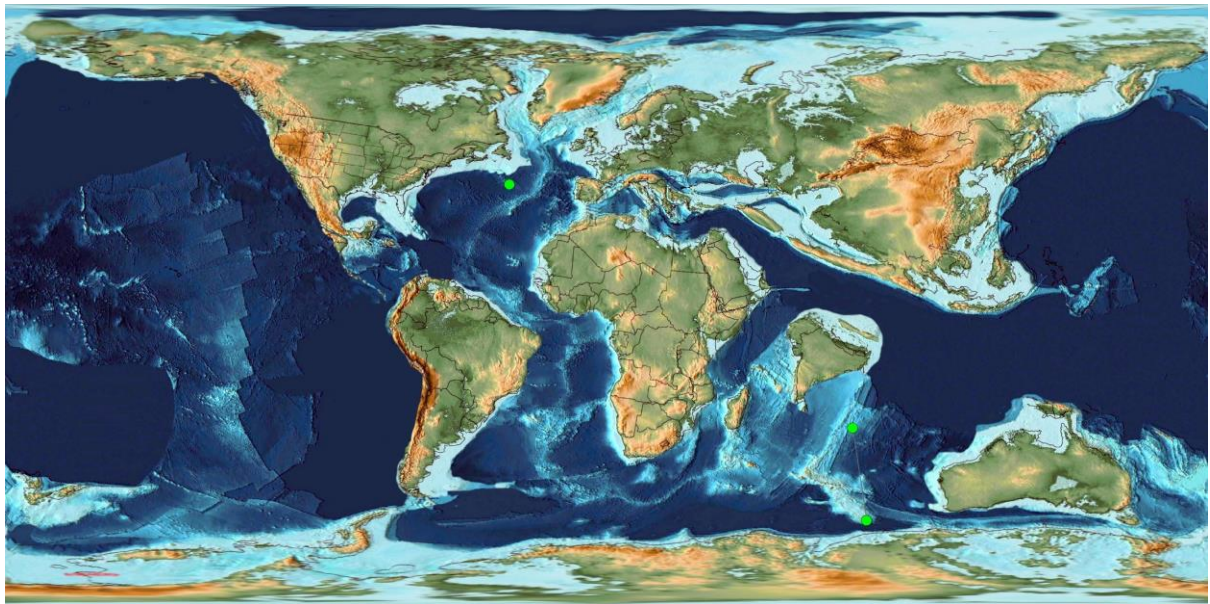


Figura 44. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Chiloguembelina morsei* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

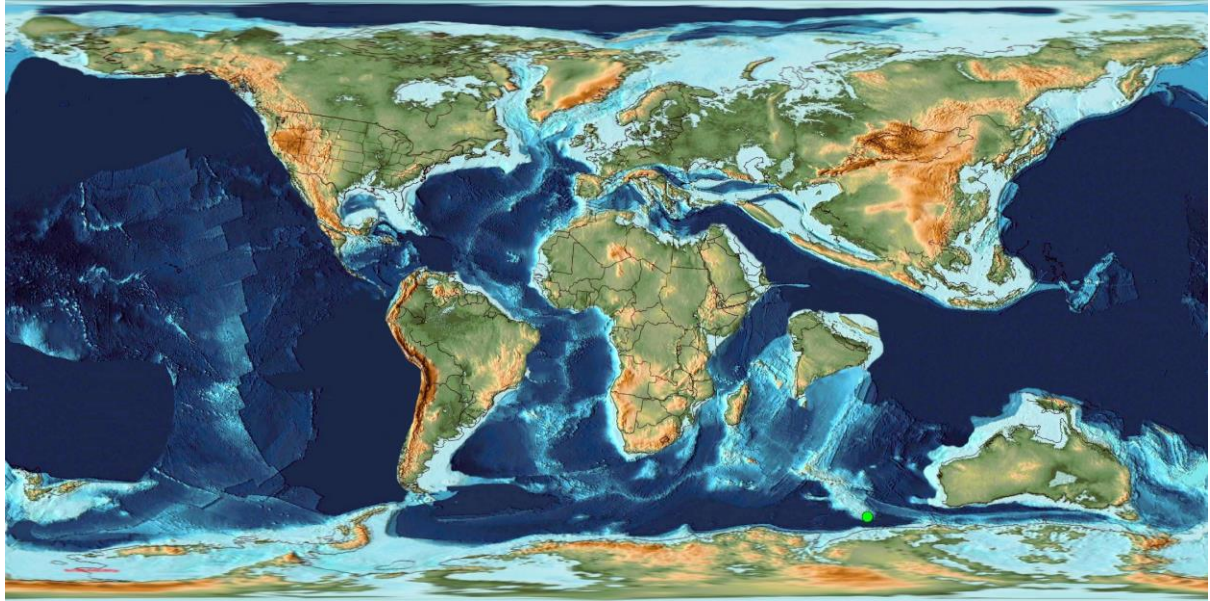


Figura 45. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Chiloguembelina morsei* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

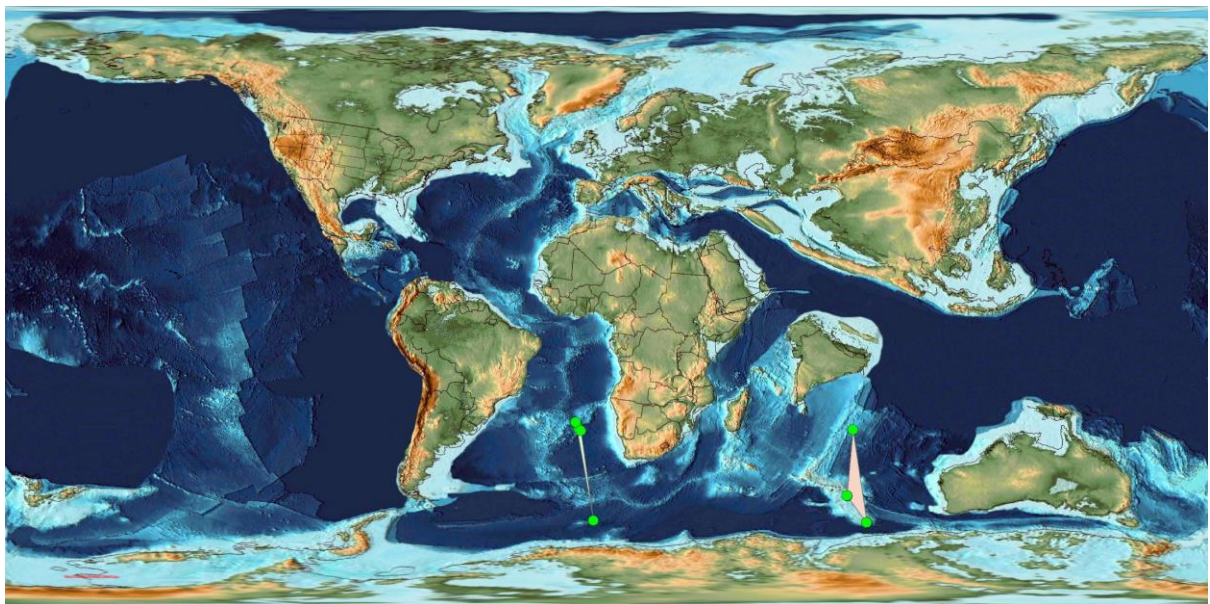


Figura 46. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Globoconusa daubjergensis* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

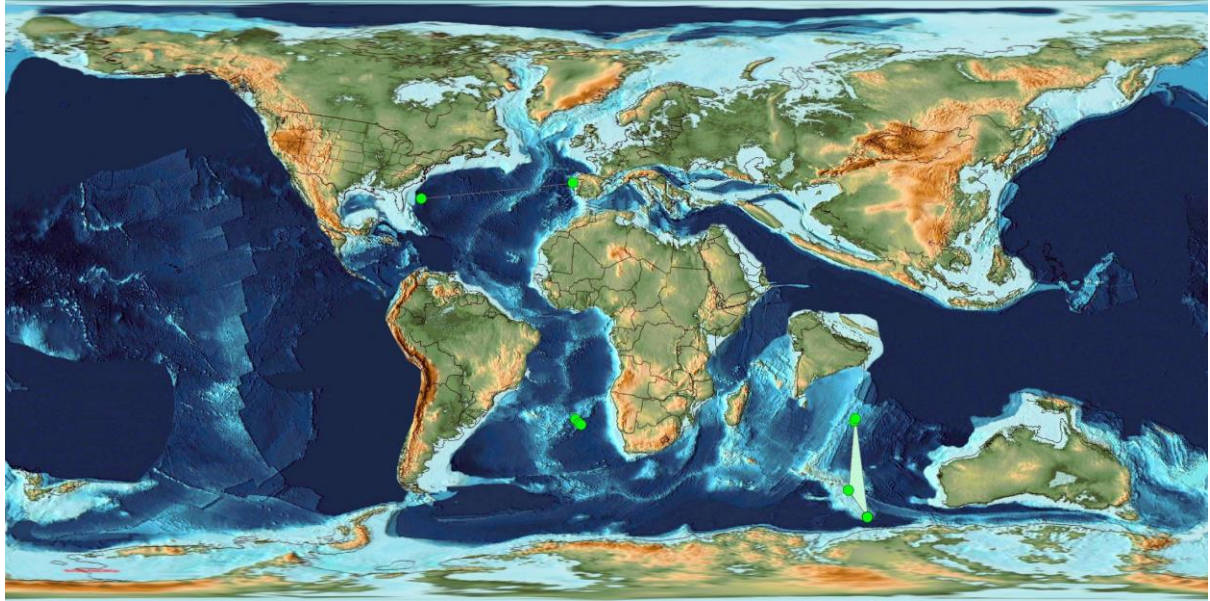


Figura 47. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Globoconusa daubjergensis* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

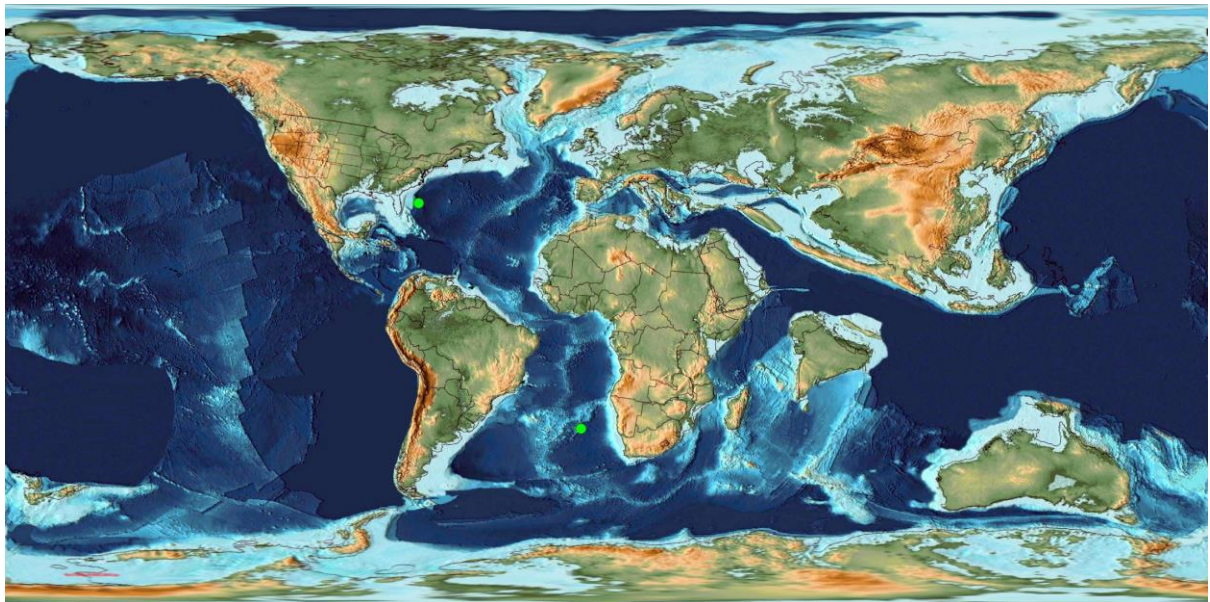


Figura 48. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Globoconusa daubjergensis* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

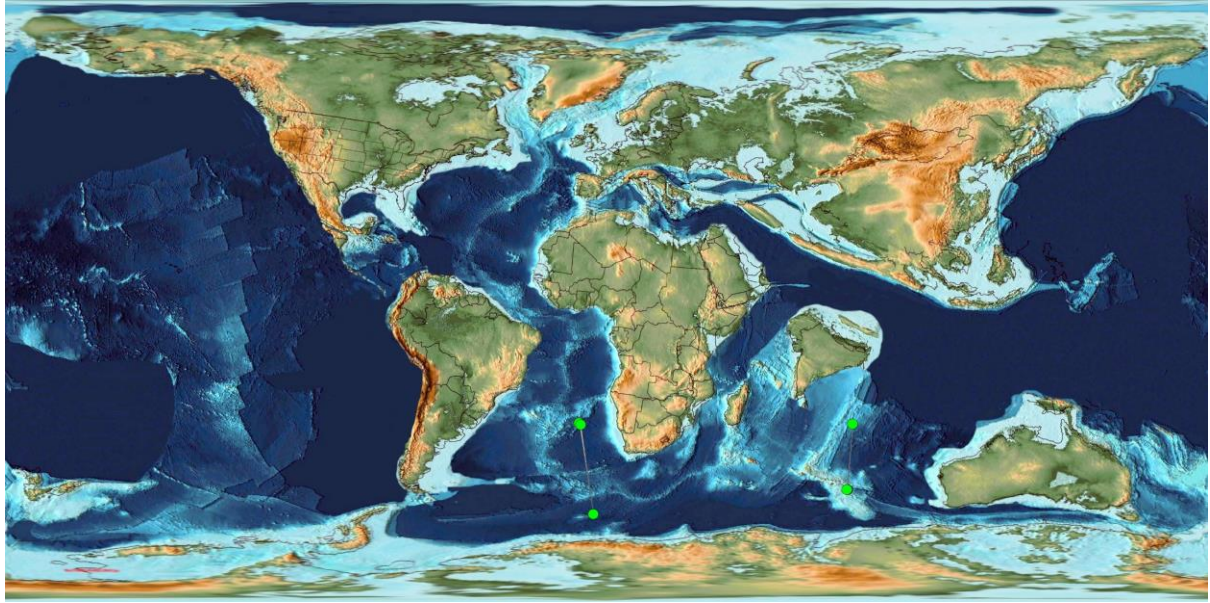


Figura 49. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Chiloguembelina midwayensis* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

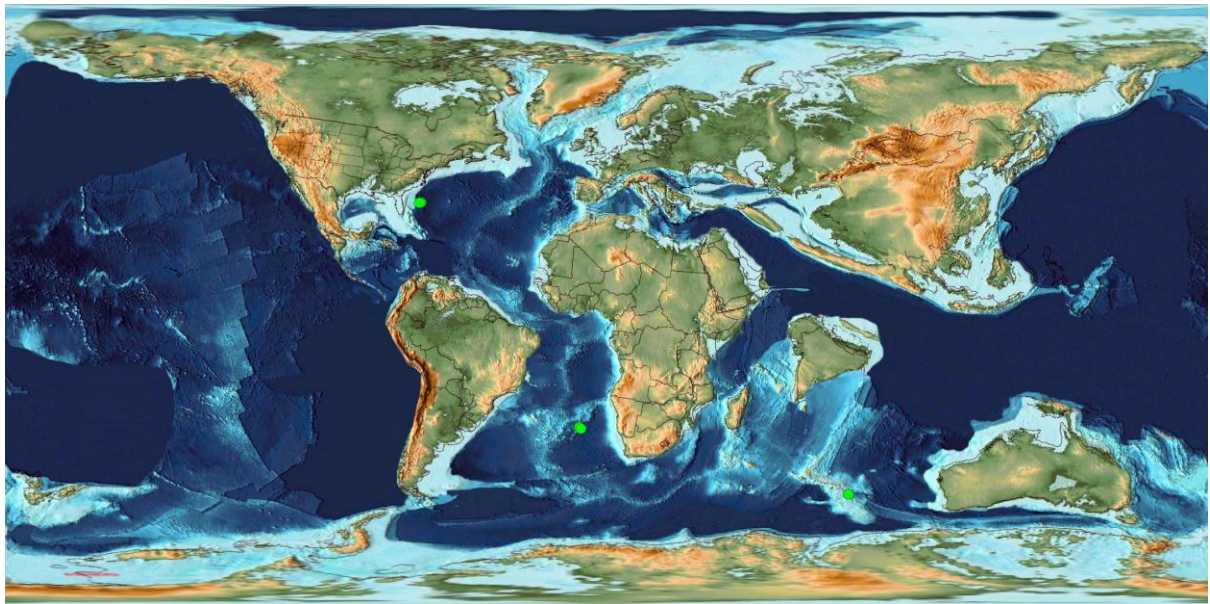


Figura 50. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Chiloguembelina midwayensis* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

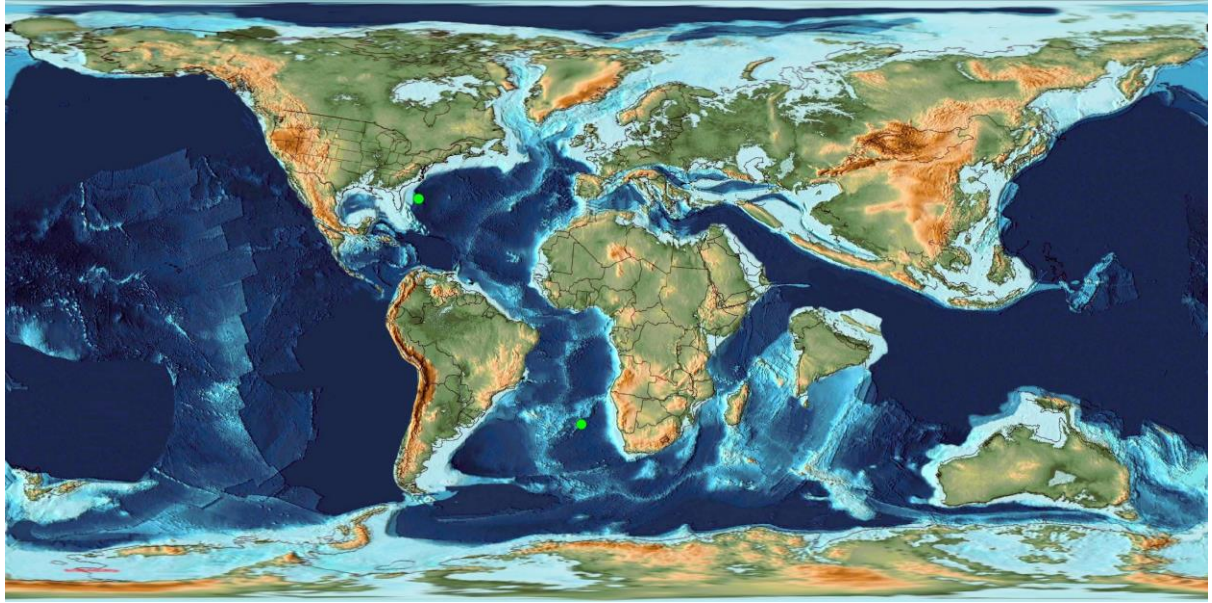


Figura 51. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Chiloguembelina midwayensis* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

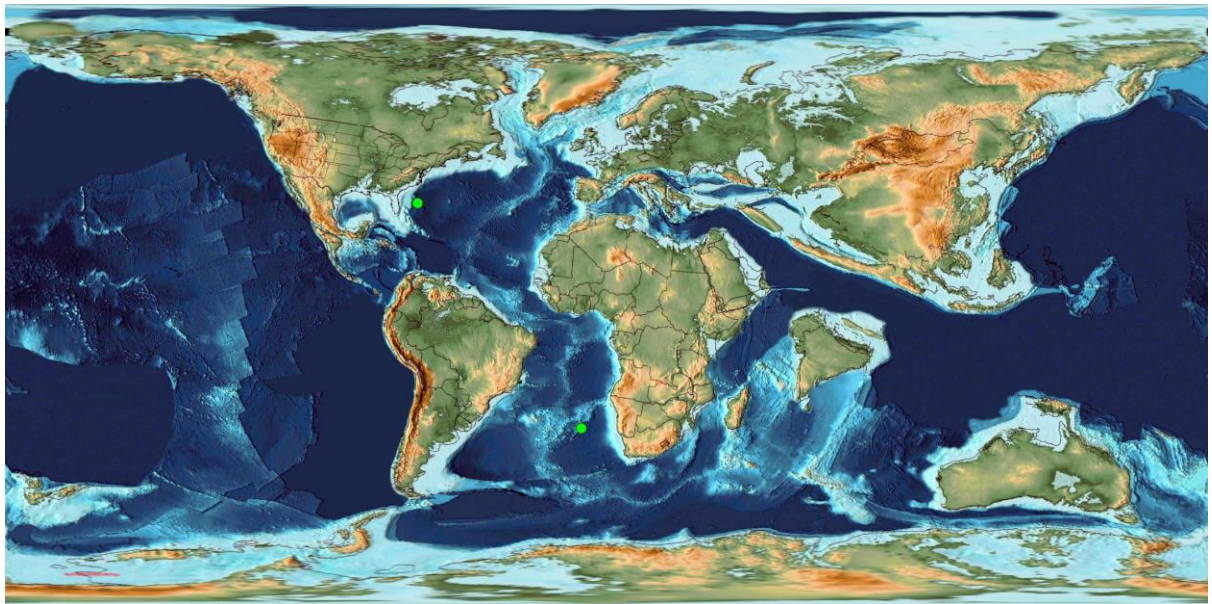


Figura 52. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Chiloguembelina midwayensis* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

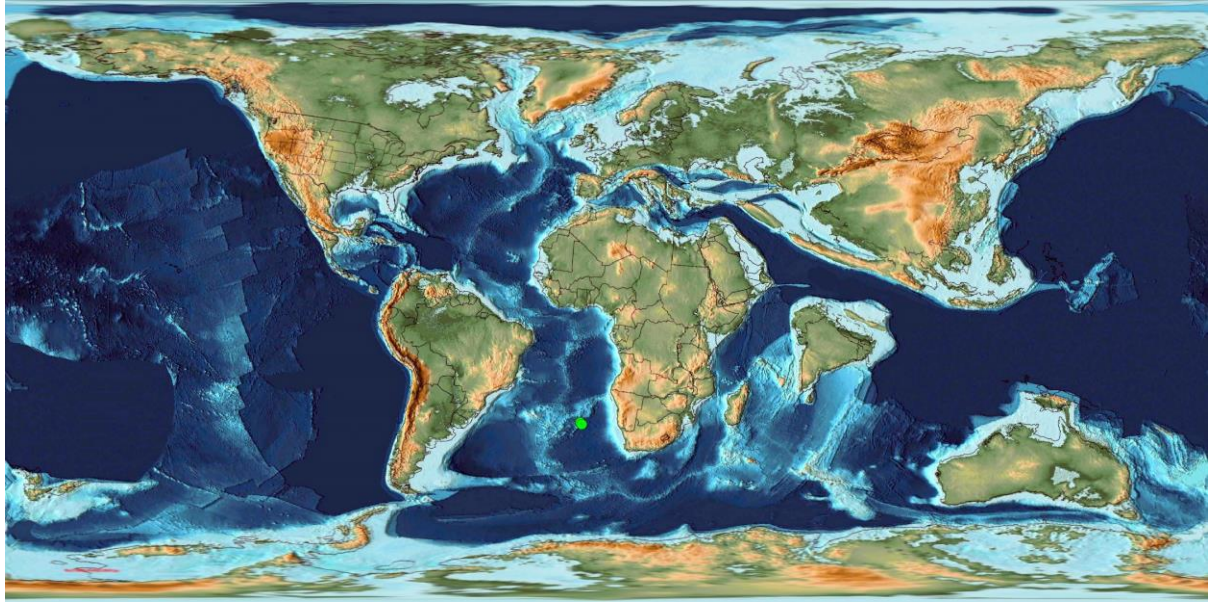


Figura 53. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Chiloguembelina midwayensis* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

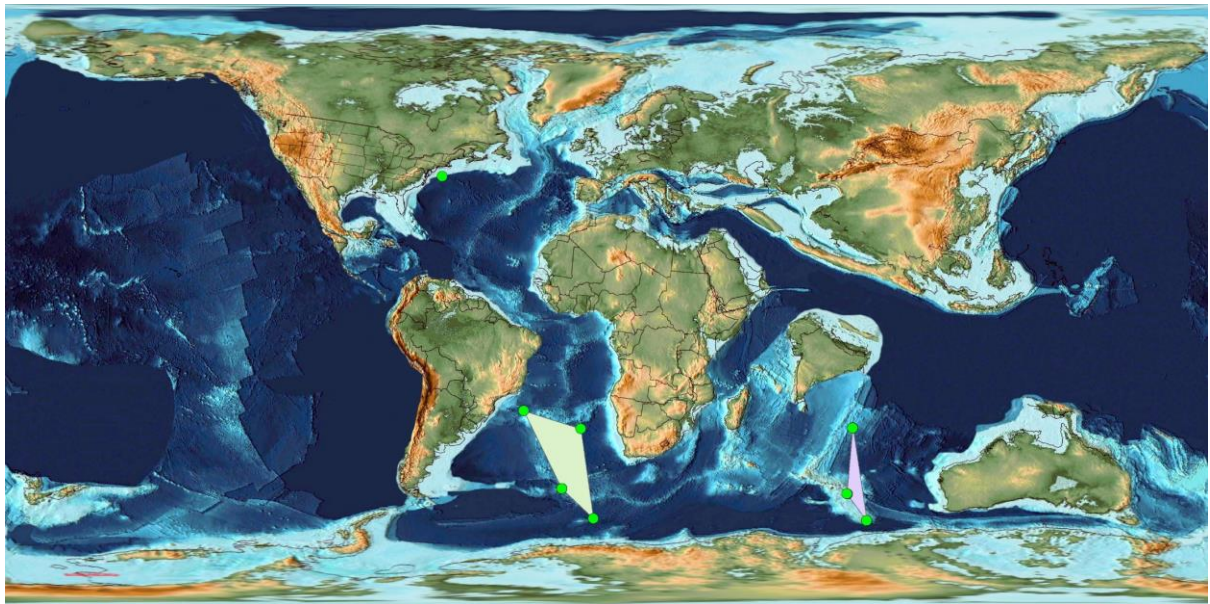


Figura 54. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina pseudobulloides* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

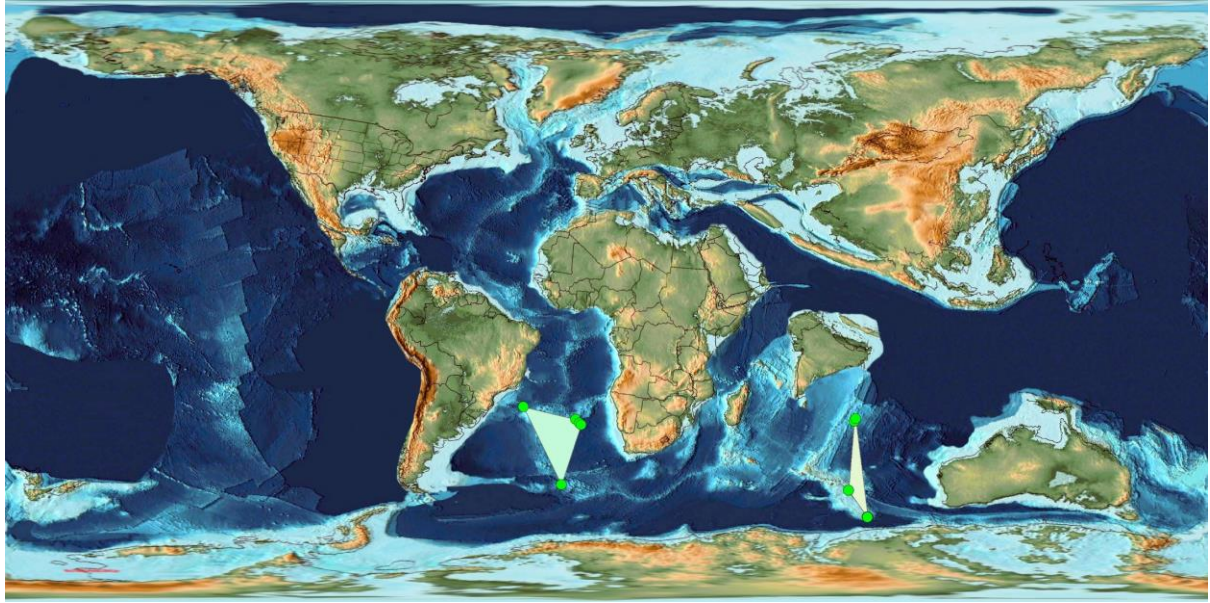


Figura 55. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina pseudobulloides* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

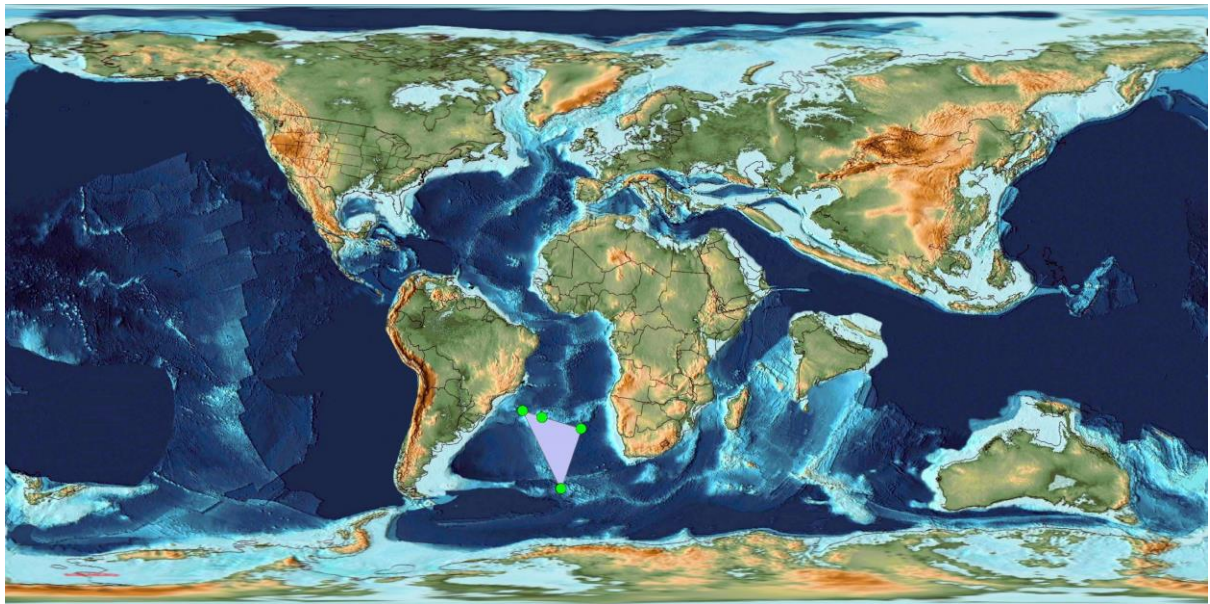


Figura 56. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina pseudobulloides* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

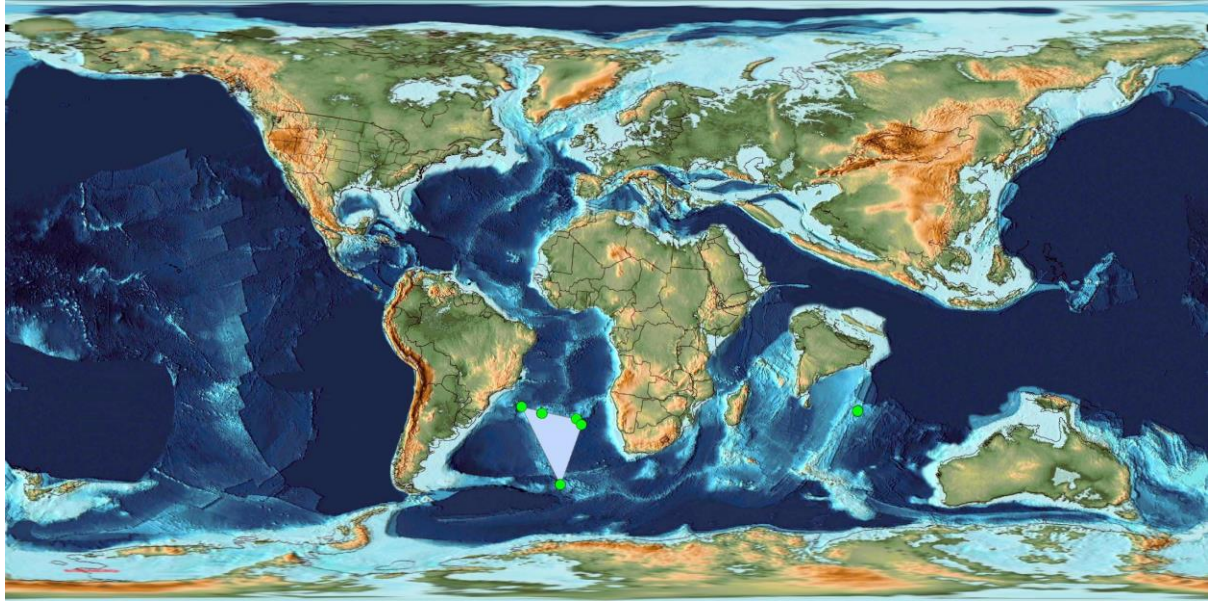


Figura 57. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina pseudobulloides* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

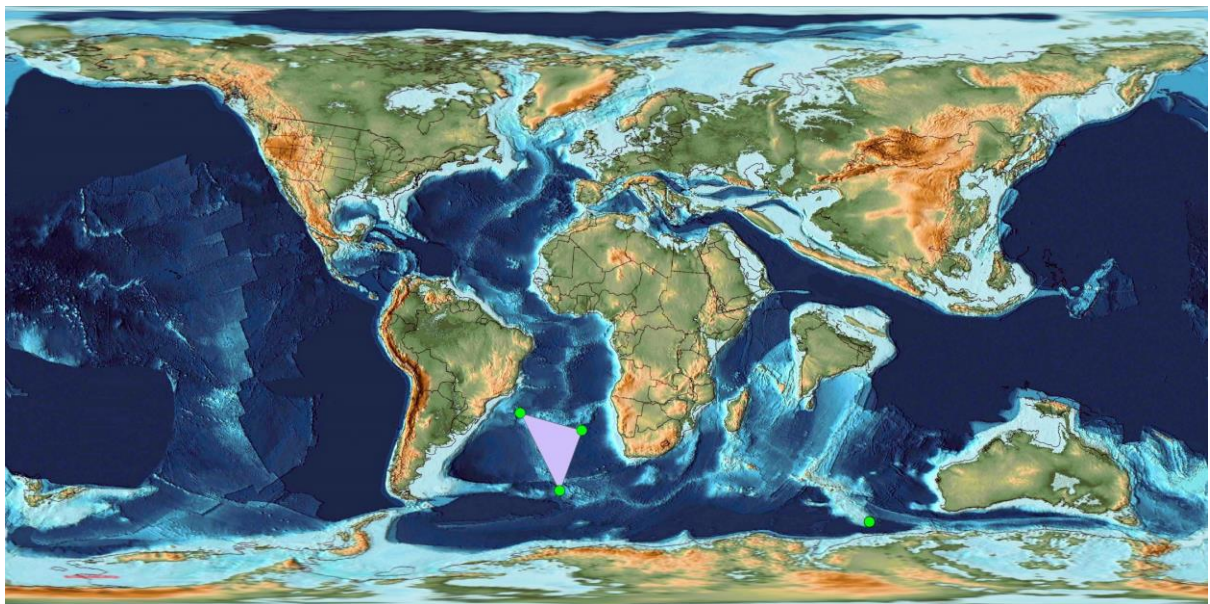


Figura 58. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina pseudobulloides* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

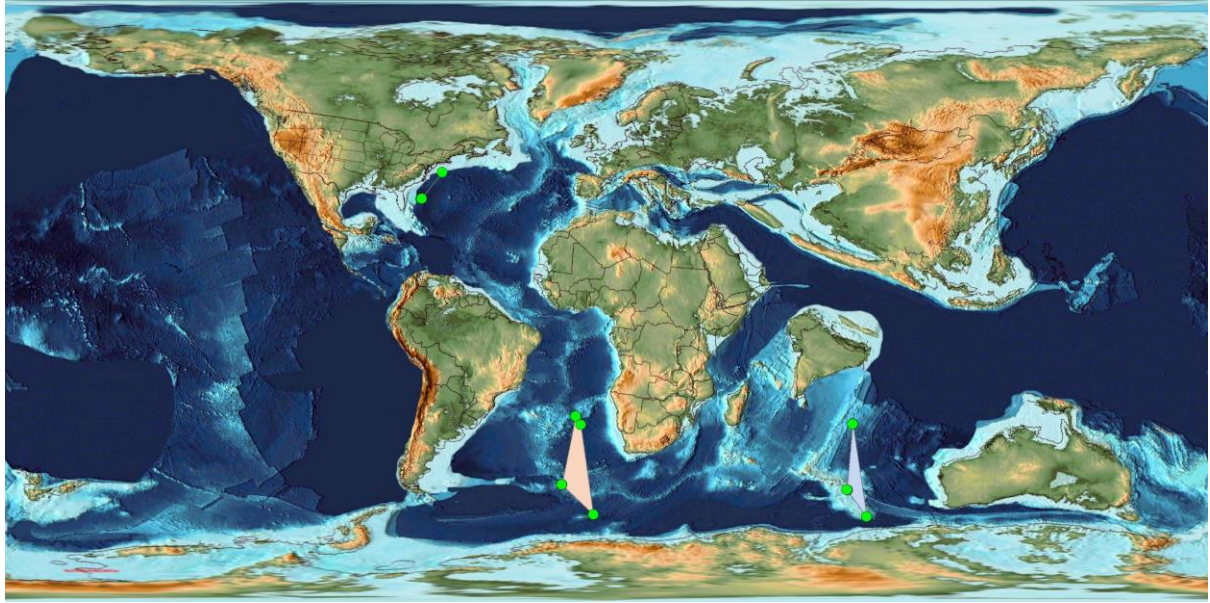


Figura 59. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Subbotina trilobuloides* en el intervalo de tiempo de 65 a 64 Ma.

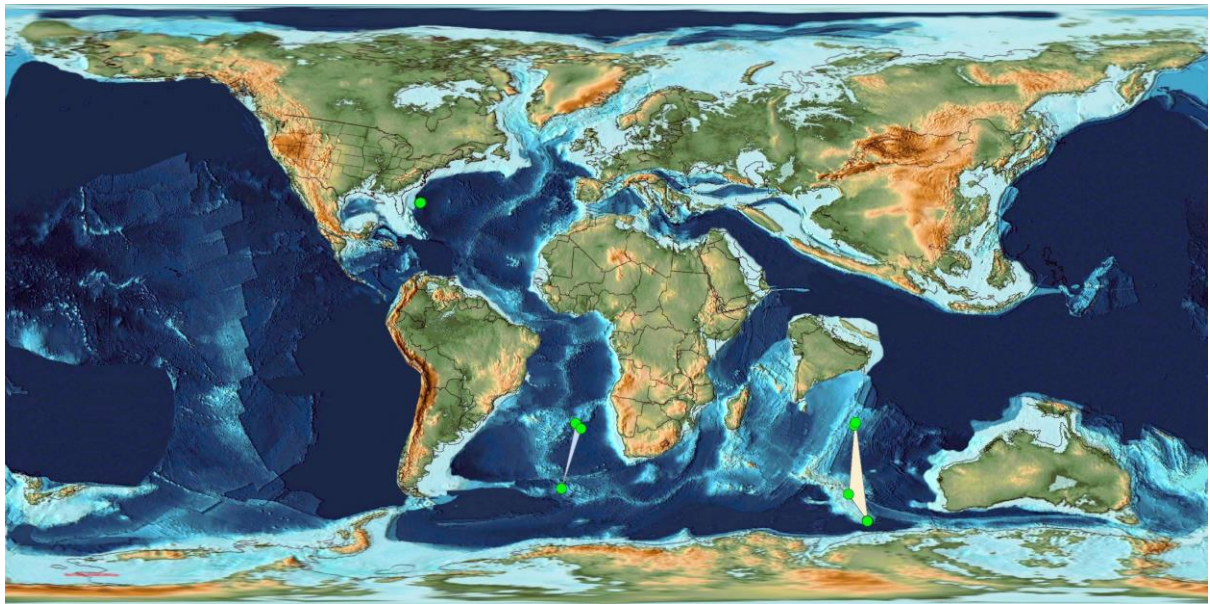


Figura 60. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Subbotina trilobuloides* en el intervalo de tiempo de 64 a 63 Ma.

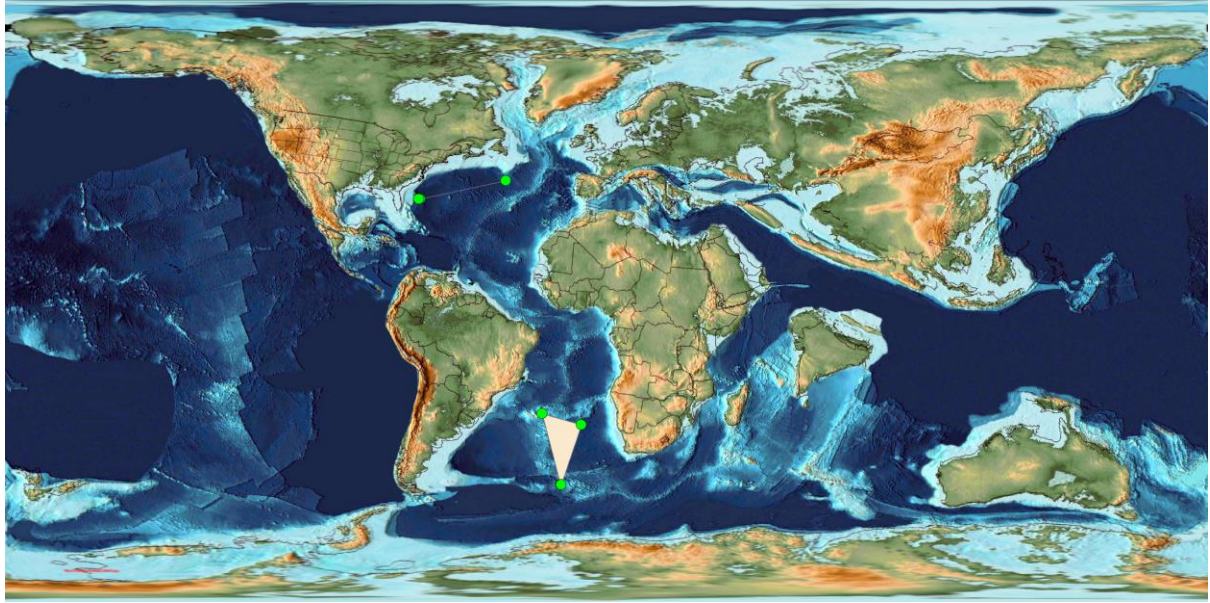


Figura 61. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Subbotina trilobuloides* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

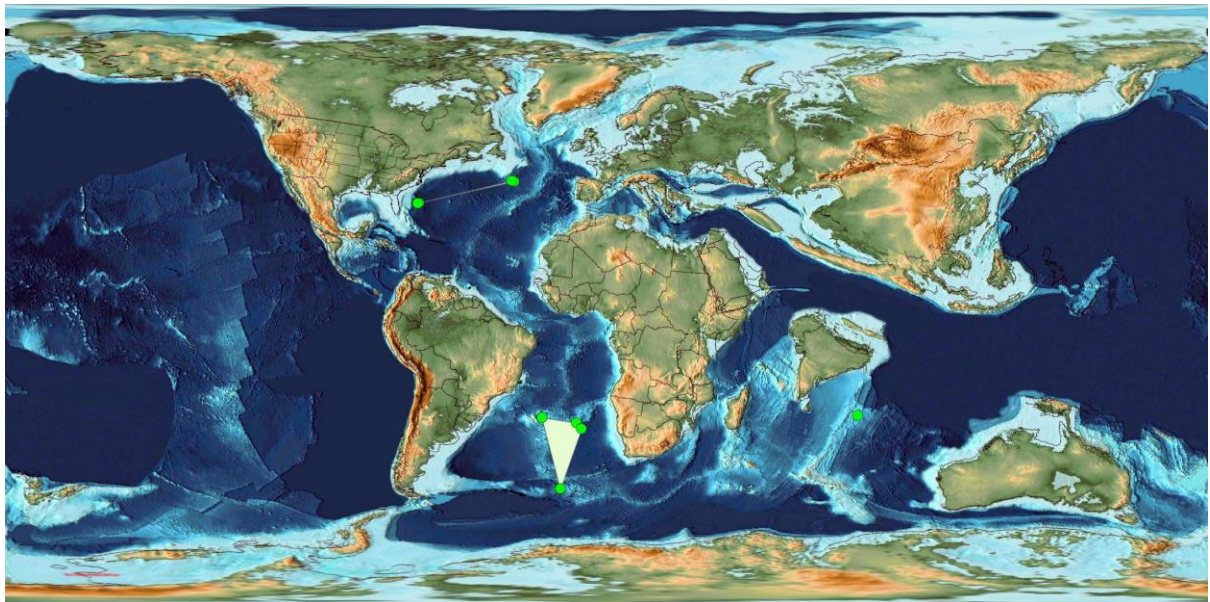


Figura 62. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Subbotina trilobuloides* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

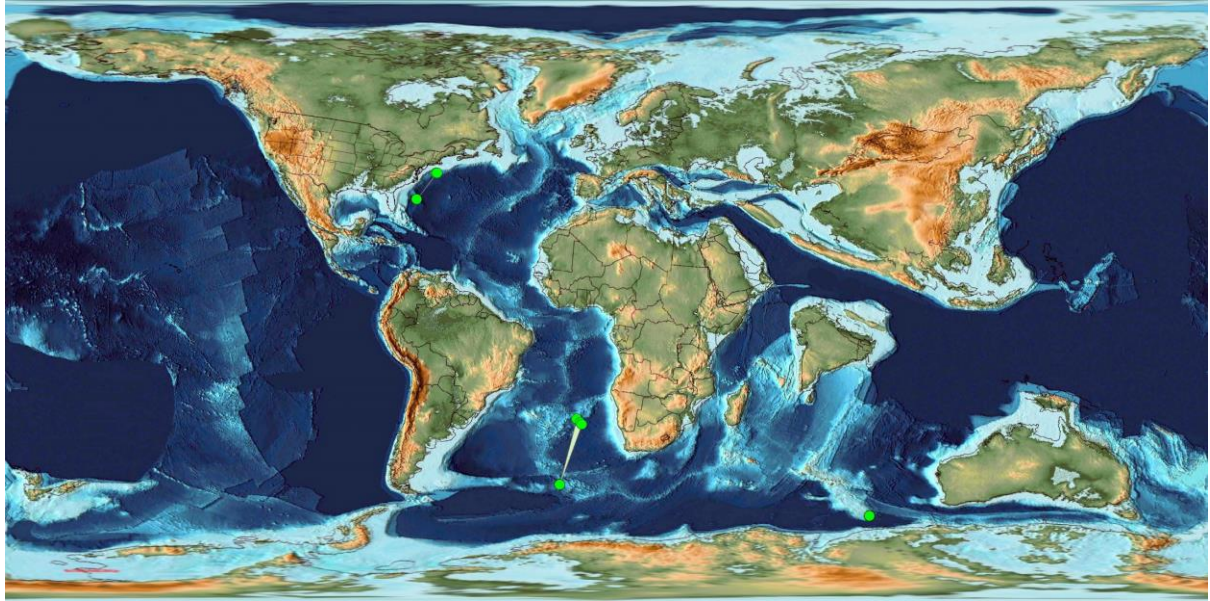


Figura 63. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Subbotina trilobuloides* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

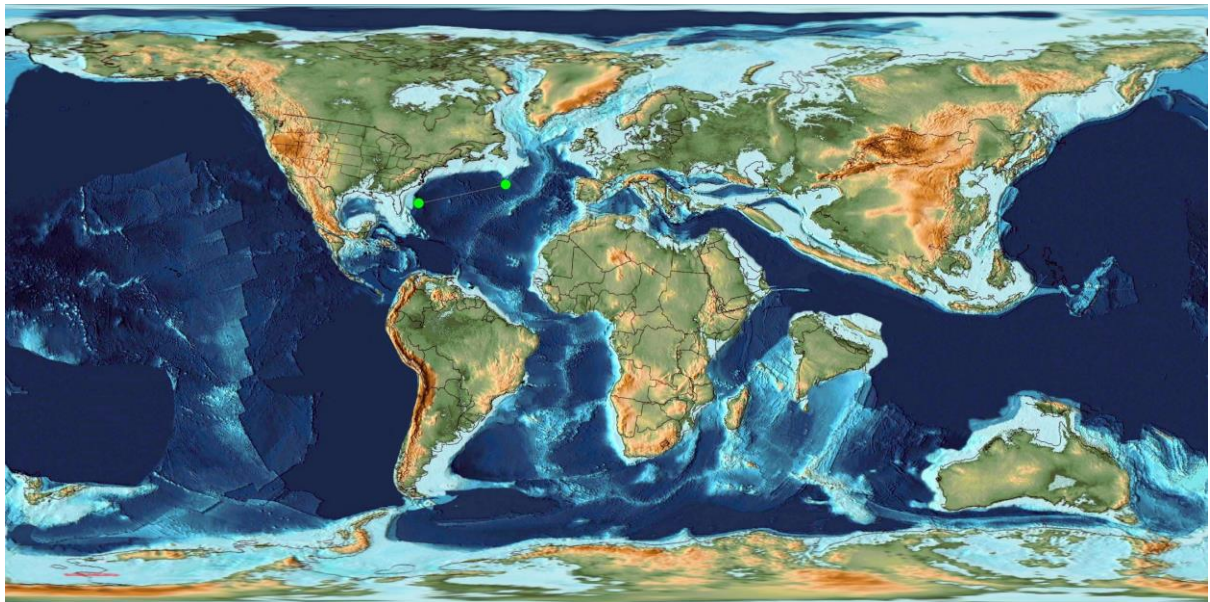


Figura 64. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina varianta* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

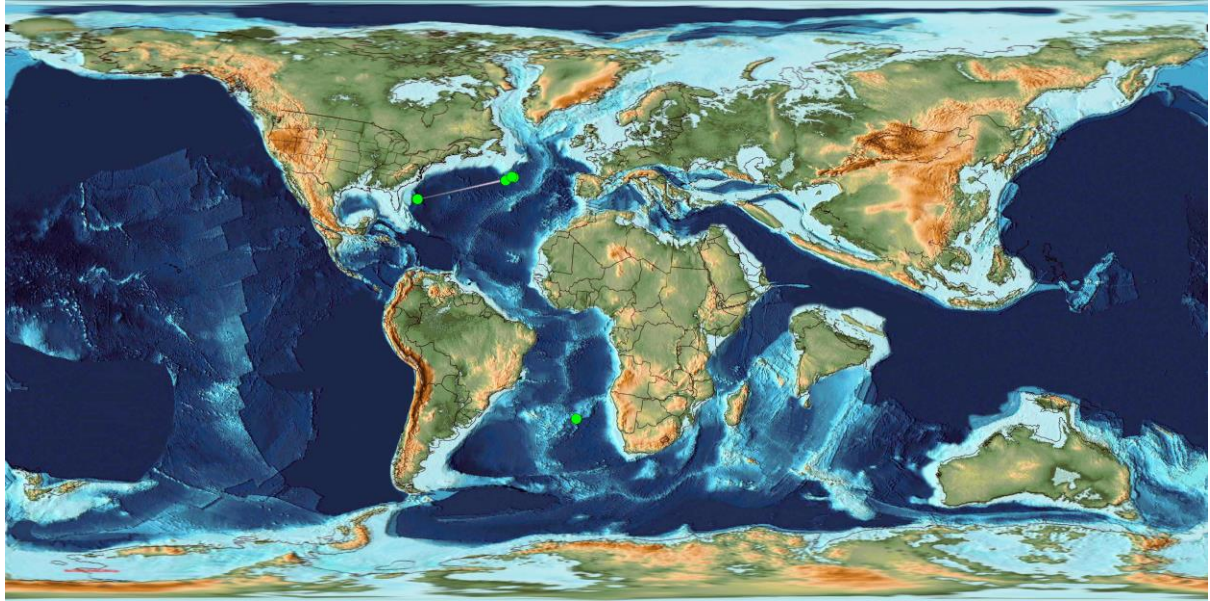


Figura 65. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina varianta* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

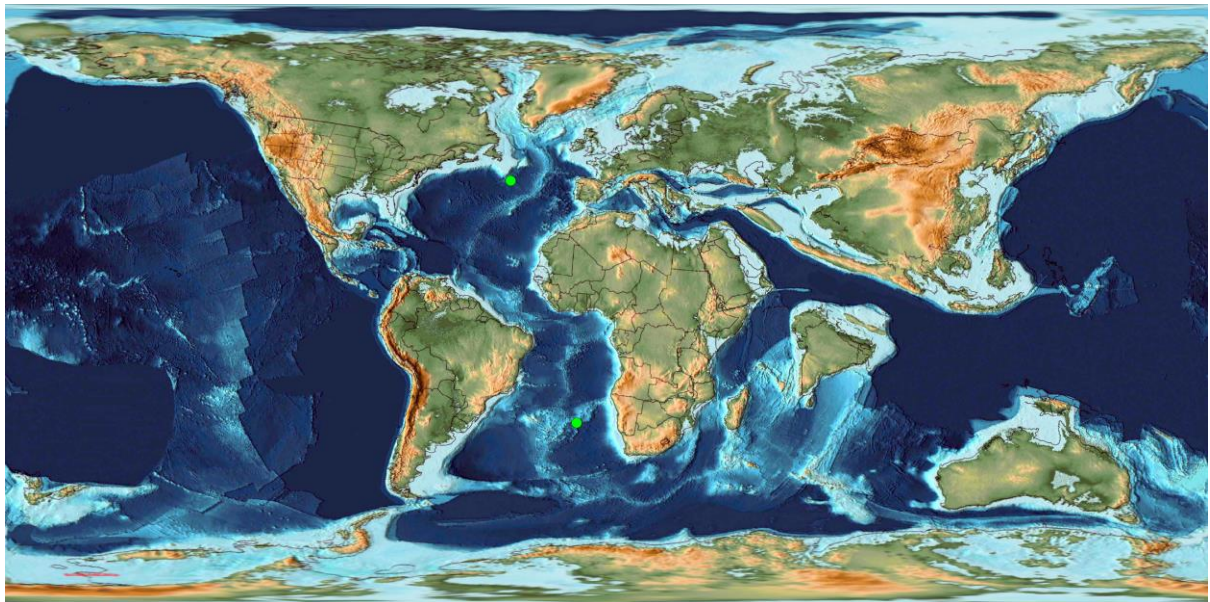


Figura 66. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Parasubbotina varianta* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

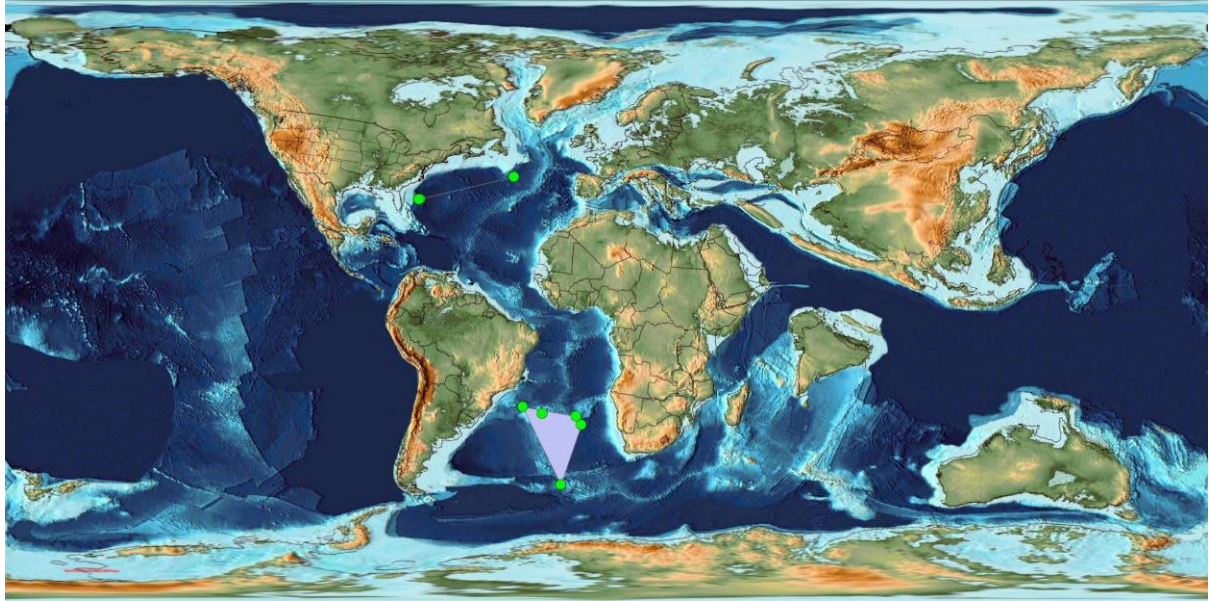


Figura 67. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Praemurica inconstans* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

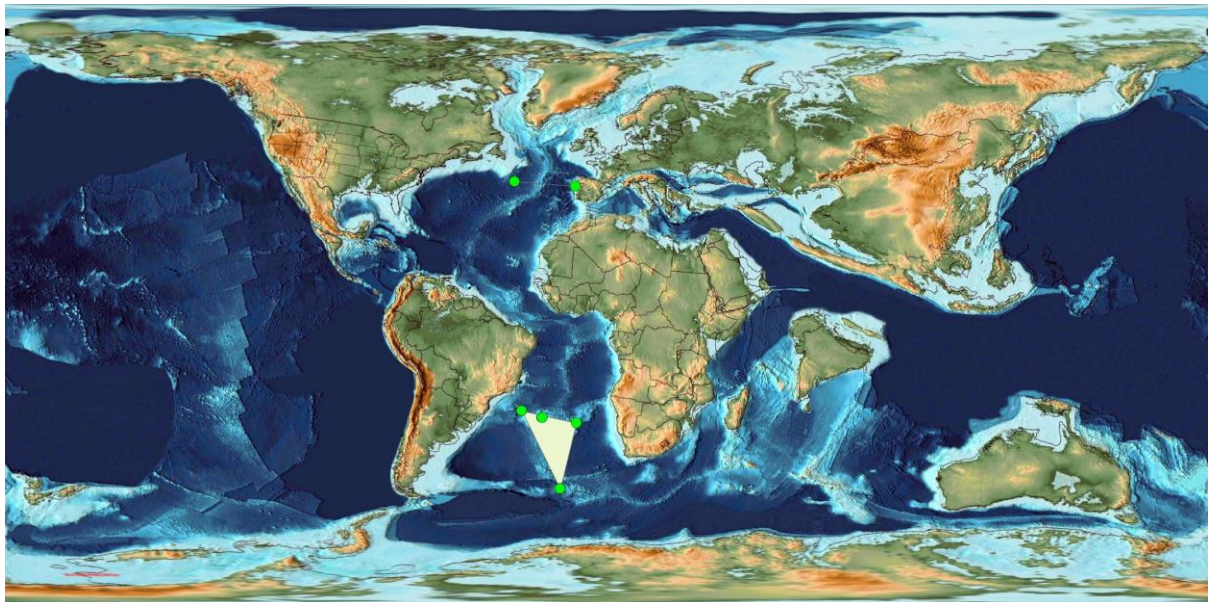


Figura 68. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Praemurica inconstans* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

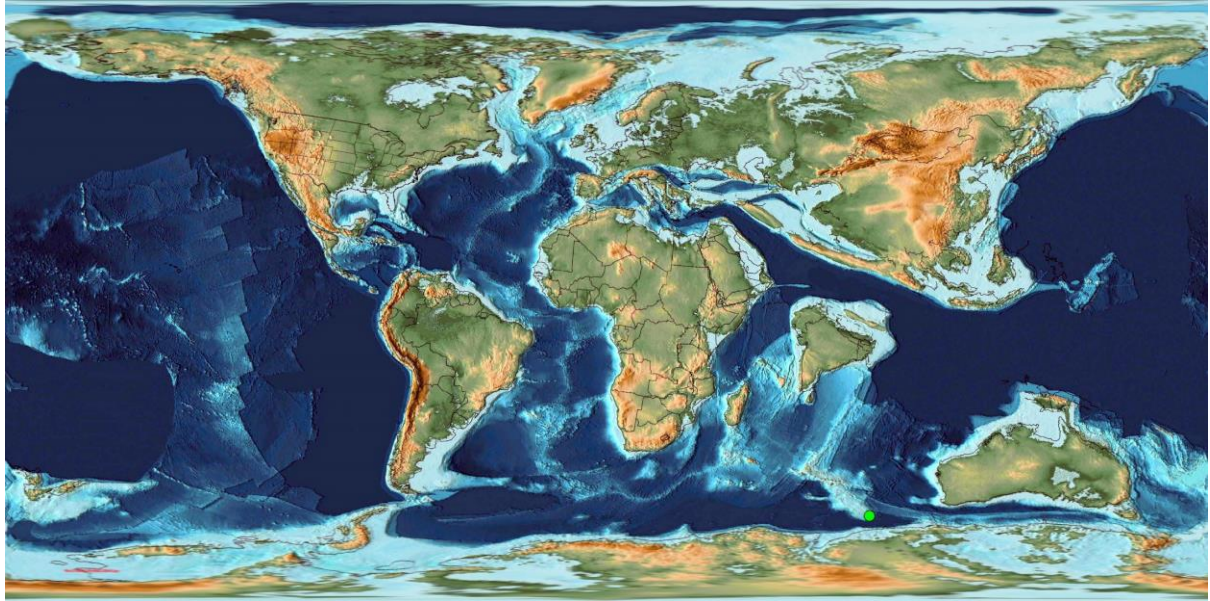


Figura 69. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Praemurica inconstans* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.

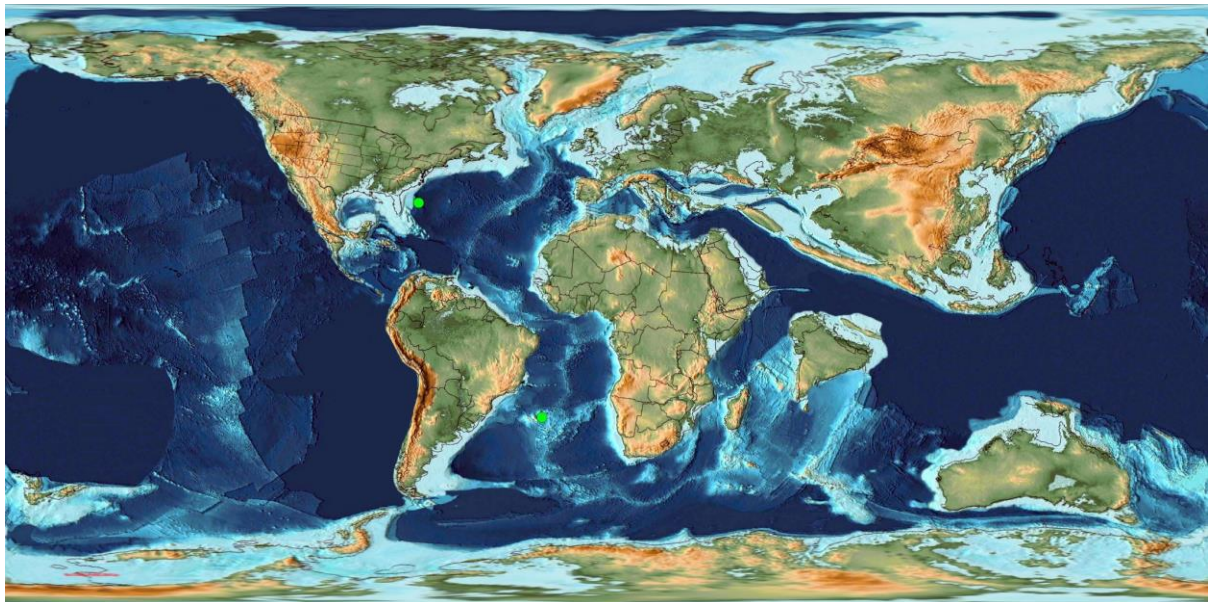


Figura 70. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Eoglobigerina spiralis* en el intervalo de tiempo de 63 a 62 Ma.

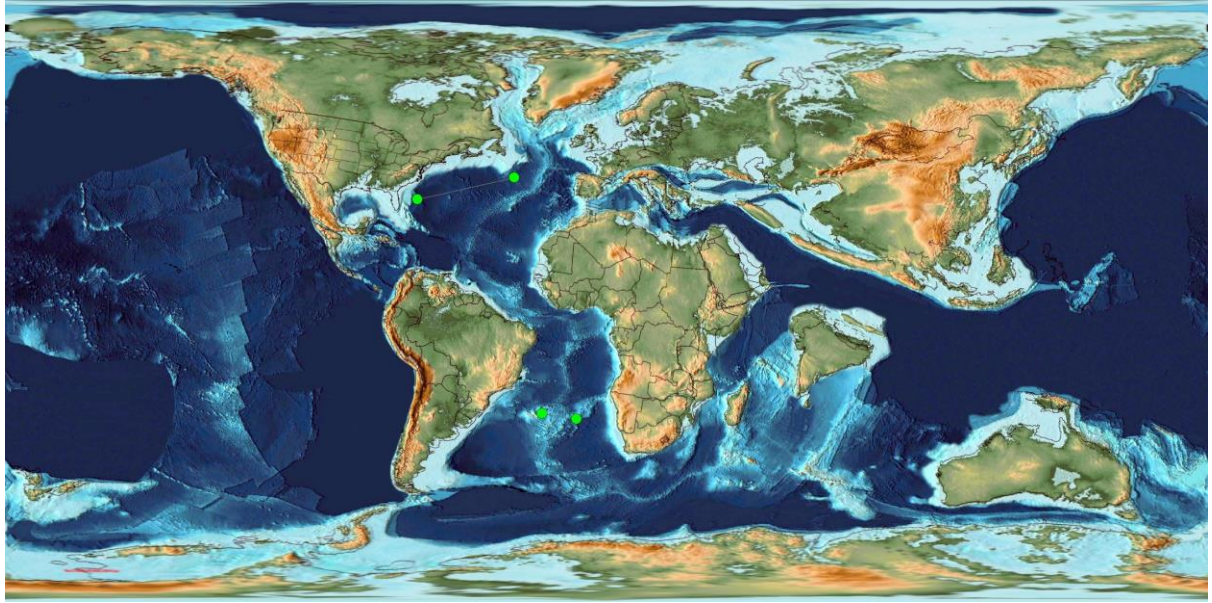


Figura 71. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Eoglobigerina spiralis* en el intervalo de tiempo de 62 a 61 Ma.

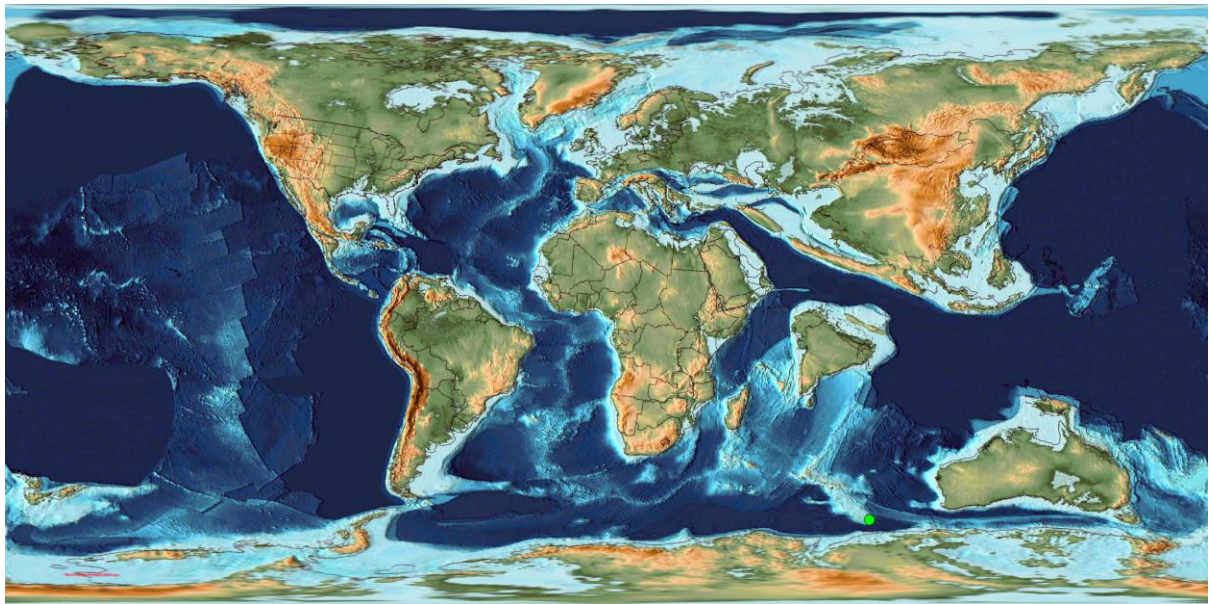
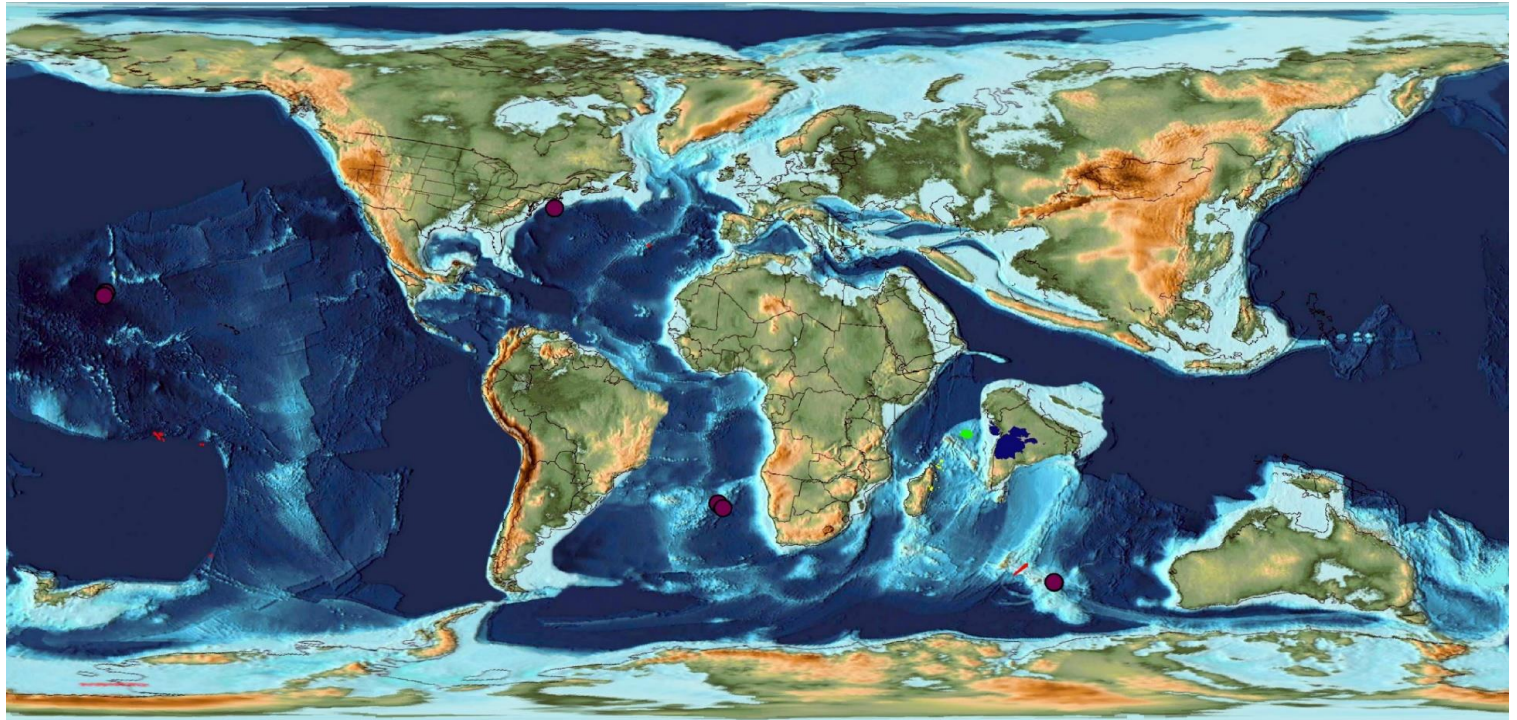
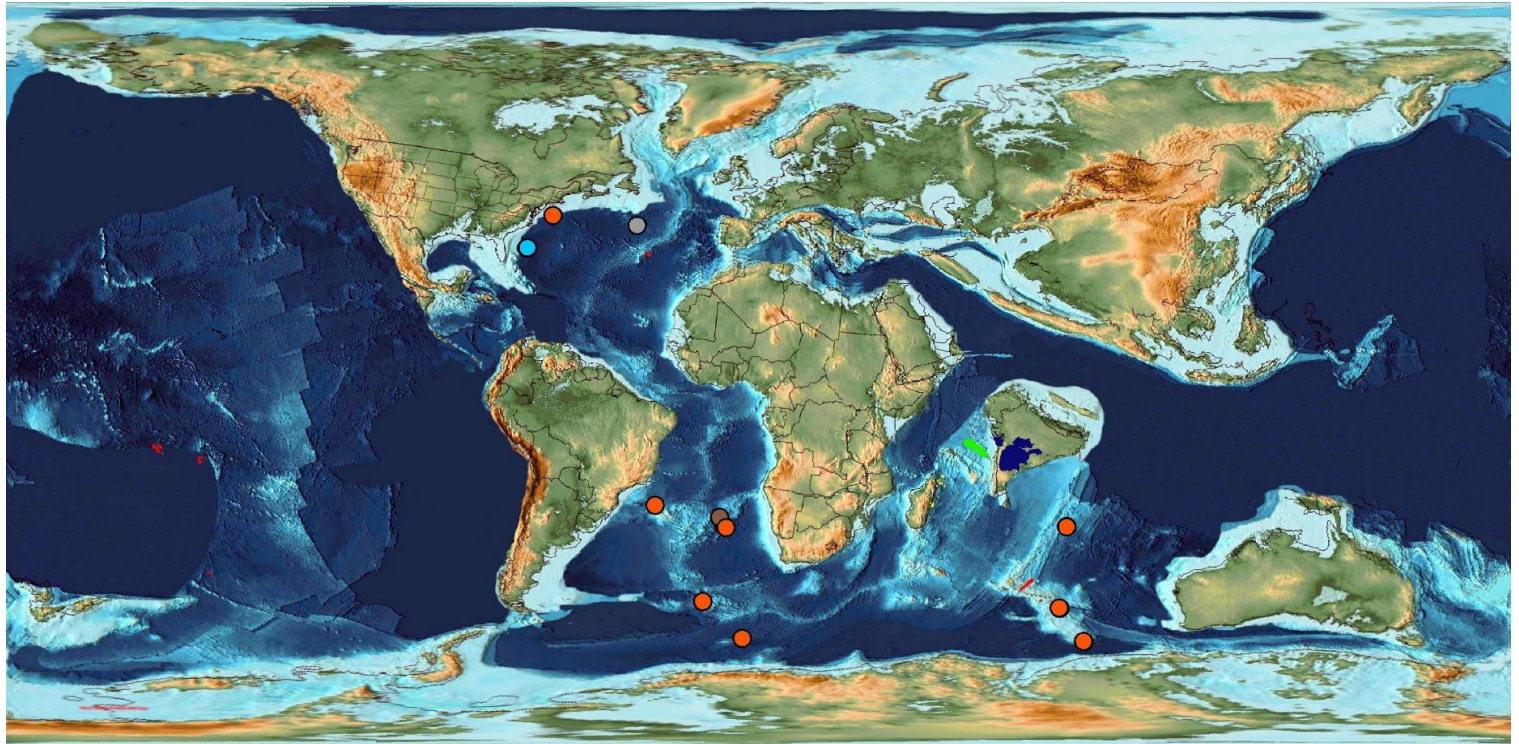


Figura 72. Mapa de la distribución paleobiogeográfica de la especie *Eoglobigerina spiralis* en el intervalo de tiempo de 61 a 60 Ma.



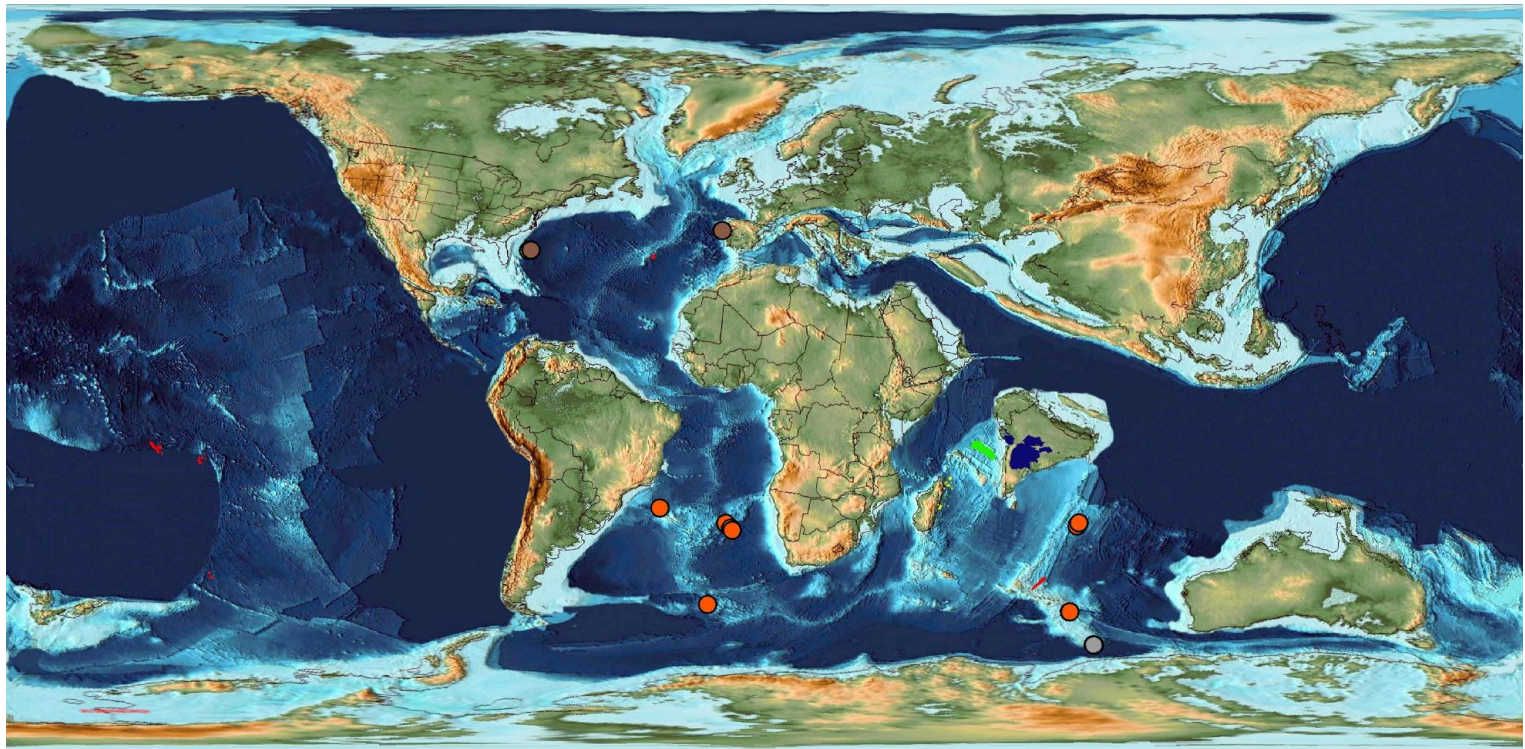
Especies	Provincias volcánicas oceánicas
● Guembelitra cretacea	■ Madagascar rise
	■ Deccan traps
	■ Seychelles India-rift

Figura 73. Mapa de la distribución paleogeográfica de las provincias volcánicas oceánicas activas durante el intervalo de tiempo entre 66 y 65 Ma. Se destacan el plateau oceánico “*Madagascar rise*” (amarillo), las grandes provincias ígneas “*Deccan traps*” (azul) y “*Seychelles India-rift*” (verde). Además, se muestra la distribución paleobiogeográfica de las especies para este intervalo de tiempo.



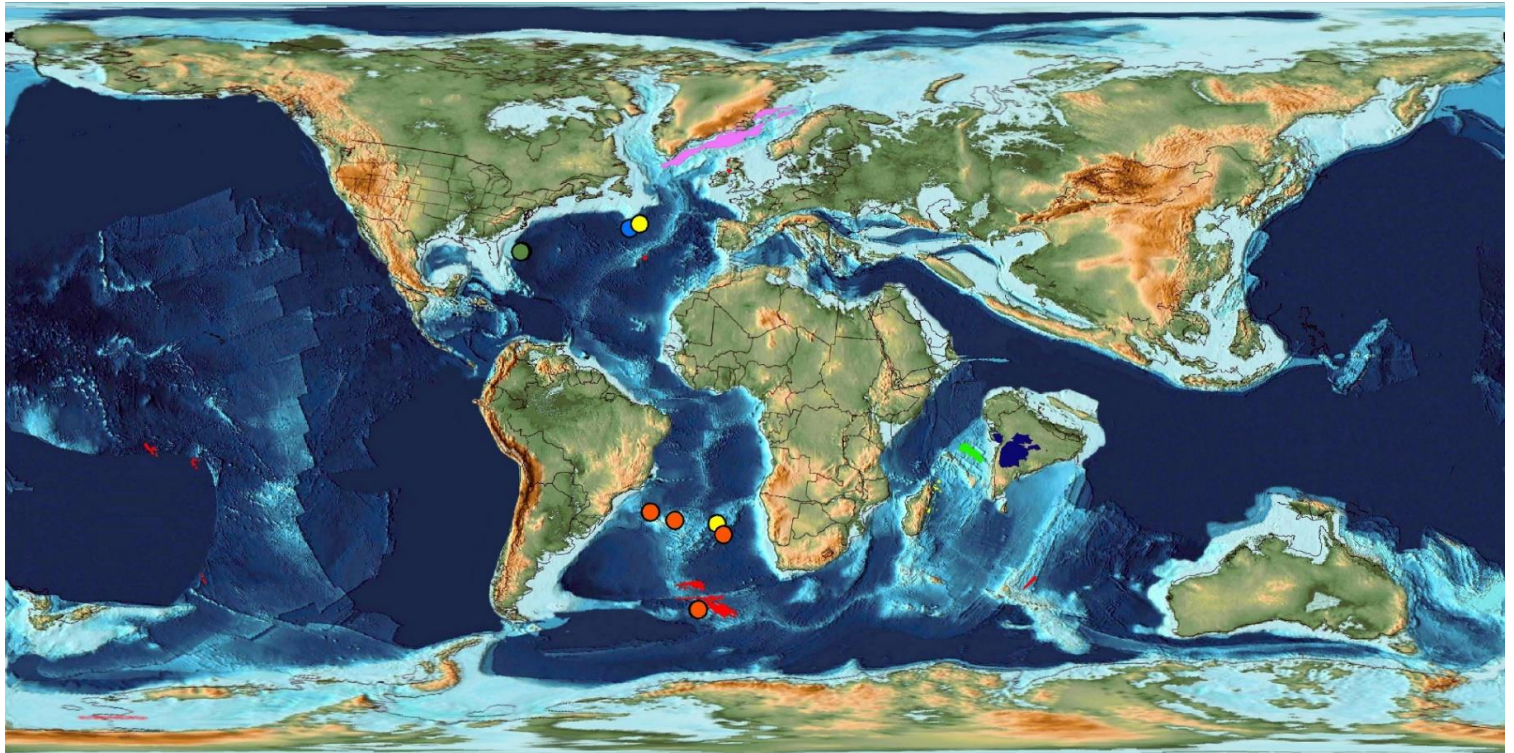
Especies		Provincias volcánicas oceánicas
● Parasubbotina pseudobulloides	● Chiloguembelina midwayensis	■ Madagascar rise
● Globoconusa daubjergnesis	● Eoglobigerina eobulloides	■ Deccan traps
● Chiloguembelina morsei	● Subbotina triloculinoidea	■ Seychelles India-rift
● Subbotina trivialis	● Guembelitra cretacea	

Figura 74. Mapa de la distribución paleogeográfica de las provincias volcánicas oceánicas activas durante el intervalo de tiempo entre 65 y 64 Ma. Se destacan el plateau oceánico “*Madagascar rise*” (amarillo), las grandes provincias ígneas “*Deccan traps*” (azul) y “*Seychelles India-rift*” (verde). Además, se muestra la distribución paleobiogeográfica de las especies para este intervalo de tiempo.



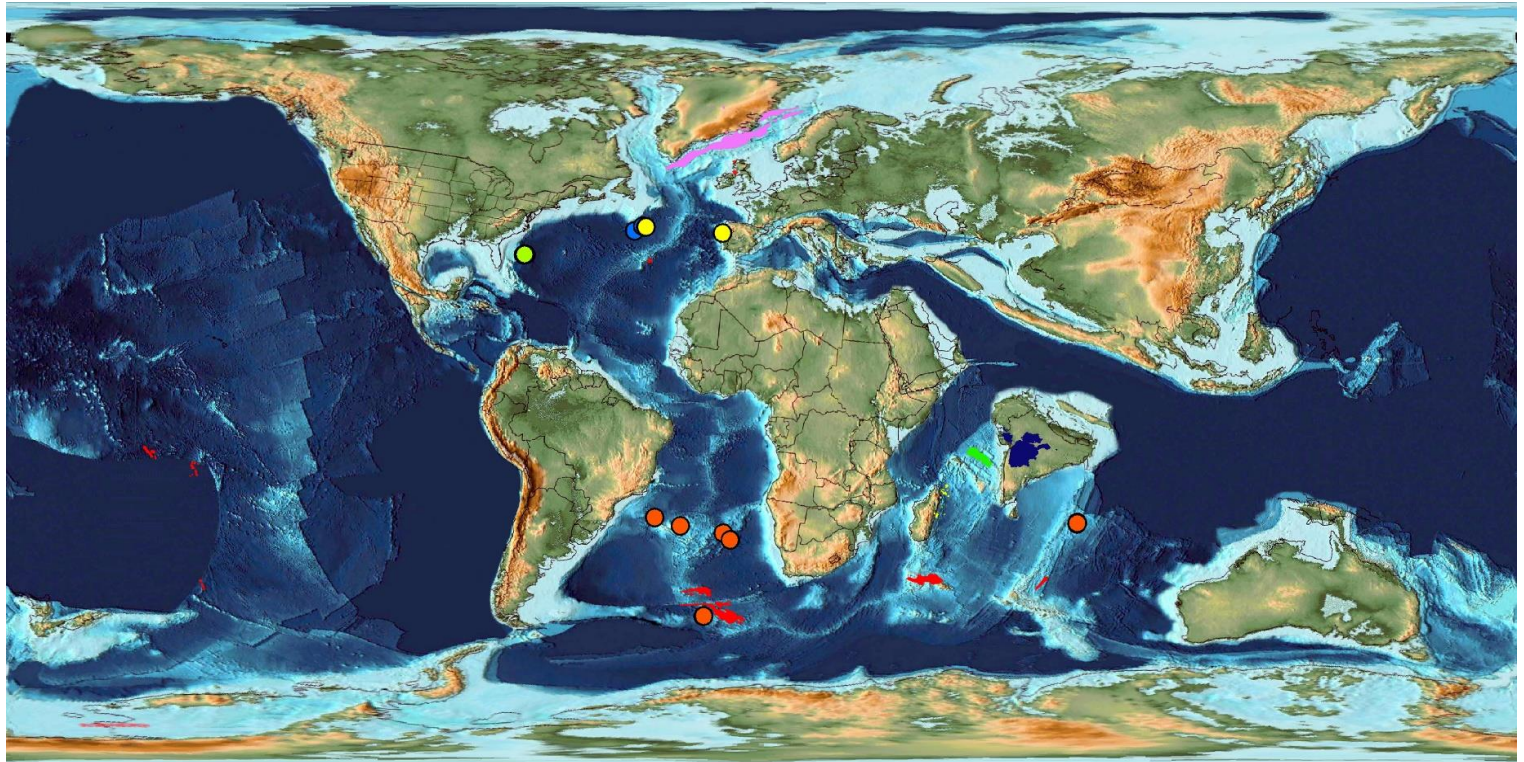
Especies		Provincias volcánicas oceánicas
● Parasubbotina pseudobulloides	● Chiloguembelina midwayensis	■ Madagascar rise
● Globoconusa daubjergnesis	● Eoglobigerina eobulloides	■ Deccan traps
● Chiloguembelina morsei	● Subbotina triloculinoides	■ Seychelles India-rift
● Subbotina trivialis	● Guembelitra cretácea	

Figura 75. Mapa de la distribución paleogeográfica de las provincias volcánicas oceánicas activas durante el intervalo de tiempo entre 64 y 63 Ma. Se destacan el plateau oceánico “*Madagascar rise*” (amarillo), las grandes provincias ígneas “*Deccan traps*” (azul) y “*Seychelles India-rift*” (verde). Además, se muestra la distribución paleobiogeográfica de las especies para este intervalo de tiempo.



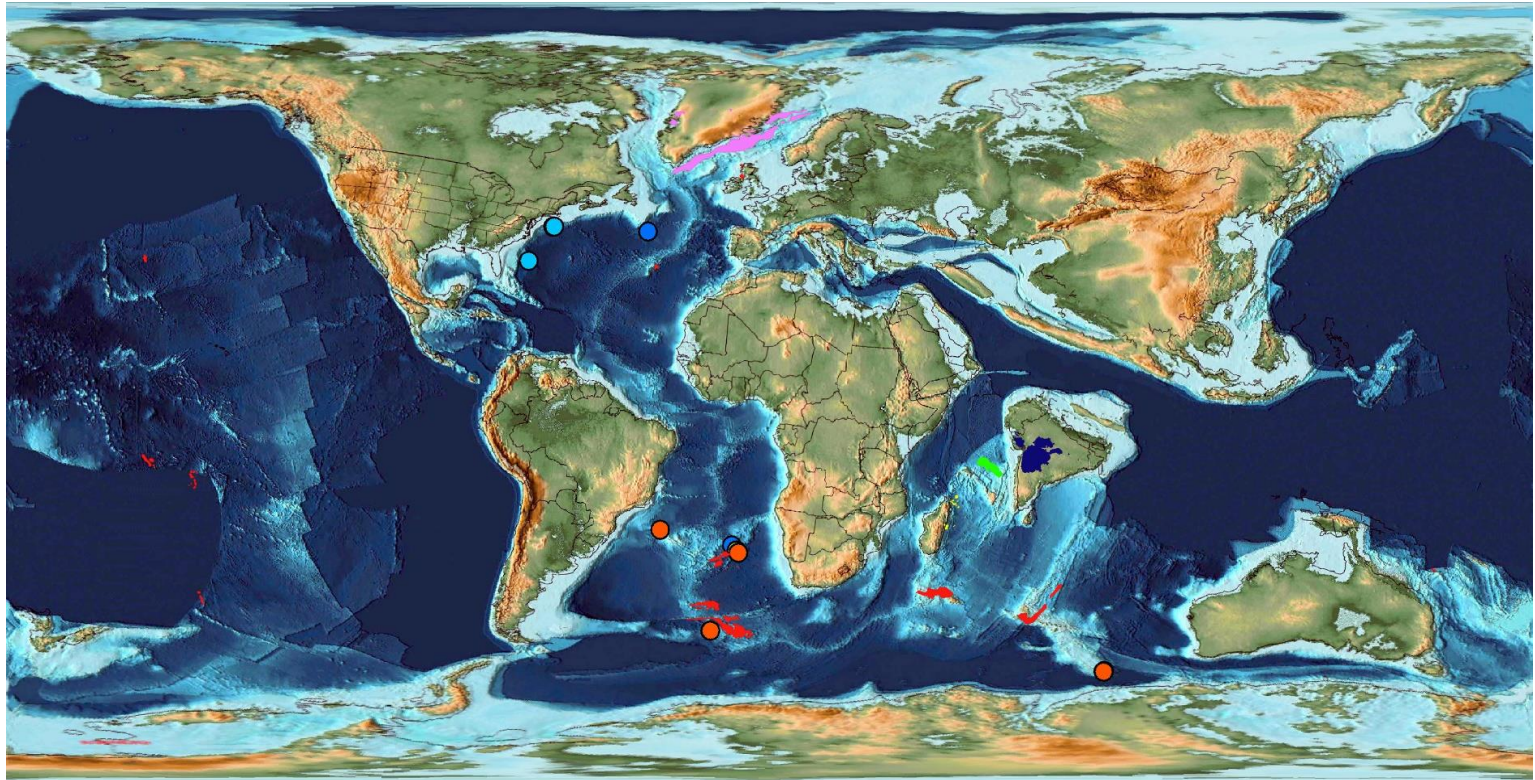
Especies		Provincias volcánicas oceánicas	
● Parasubbotina pseudobulloides	● Chiloguembelina midwayensis	■ Madagascar rise	■ Deccan traps
● Globoconusa daubjergnesis	● Eoglobigerina spiralis	■ Seychelles India-rift	■ North Atlantic Igneous Province
● Praemurica inconstans	● Subbotina triloculinooides		
● Subbotina trivialis	● Parasubbotina varianta		

Figura 76. Mapa de la distribución paleogeográfica de las provincias volcánicas oceánicas activas durante el intervalo de tiempo entre 63 y 62 Ma. Se destacan el plateau oceánico “Madagascar rise” (amarillo), las grandes provincias ígneas “Deccan traps” (azul), “Seychelles India-rift” (verde) y la provincia volcánica “North Atlantic Igneous Province” (magenta). Además, se muestra la distribución paleobiogeográfica de las especies para este intervalo de tiempo.



Especies		Provincias volcánicas oceánicas
● Parasubbotina pseudobulloides	● Chiloguembelina midwayensis	■ Madagascar rise
● Parasubbotina varianta	● Eoglobigerina spiralis	■ Deccan traps
● Praemurica inconstans	● Subbotina triloculinoidea	■ Seychelles India-rift
		■ North Atlantic Igneous Province

Figura 77. Mapa de la distribución paleogeográfica de las provincias volcánicas oceánicas activas durante el intervalo de tiempo entre 62 y 61 Ma. Se destacan el plateau oceánico “*Madagascar rise*” (amarillo), las grandes provincias ígneas “*Deccan traps*” (azul), “*Seychelles India-rift*” (verde) y la provincia volcánica “*North Atlantic Igneous Province*” (magenta). Además, se muestra la distribución paleobiogeográfica de las especies para este intervalo de tiempo.



Especies		Provincias volcánicas oceánicas
● Parasubbotina pseudobulloides	● Chiloguembelina midwayensis	■ Madagascar rise
● Parasubbotina varianta	● Eoglobigerina spiralis	■ Deccan traps
● Praemurica inconstans	● Subbotina triloculinoides	■ Seychelles India-rift
		■ North Atlantic Igneous Province

Figura 78. Mapa de la distribución paleogeográfica de las provincias volcánicas oceánicas activas durante el intervalo de tiempo entre 61 y 60 Ma. Se destacan el plateau oceánico “*Madagascar rise*” (amarillo), las grandes provincias ígneas “*Deccan traps*” (azul), “*Seychelles India-rift*” (verde) y la provincia volcánica “*North Atlantic Igneous Province*” (magenta). Además, se muestra la distribución paleobiogeográfica de las especies para este intervalo de tiempo.

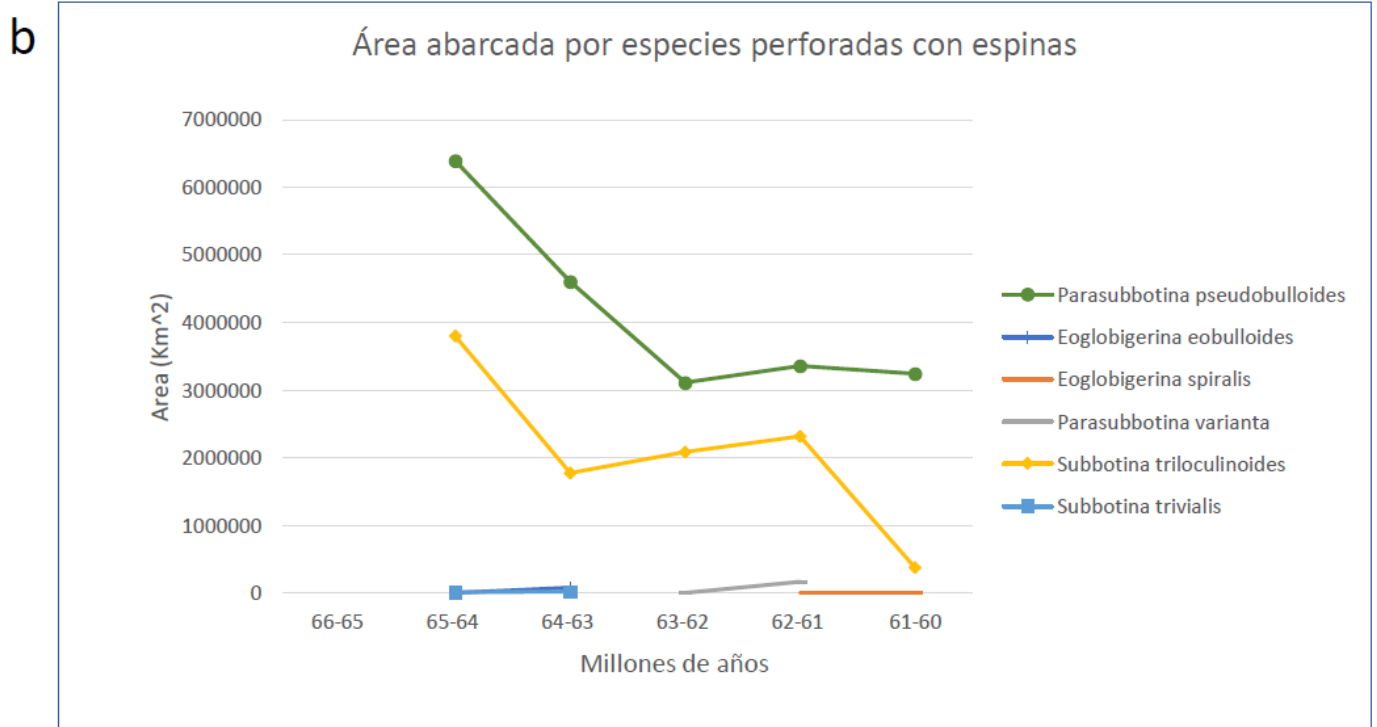
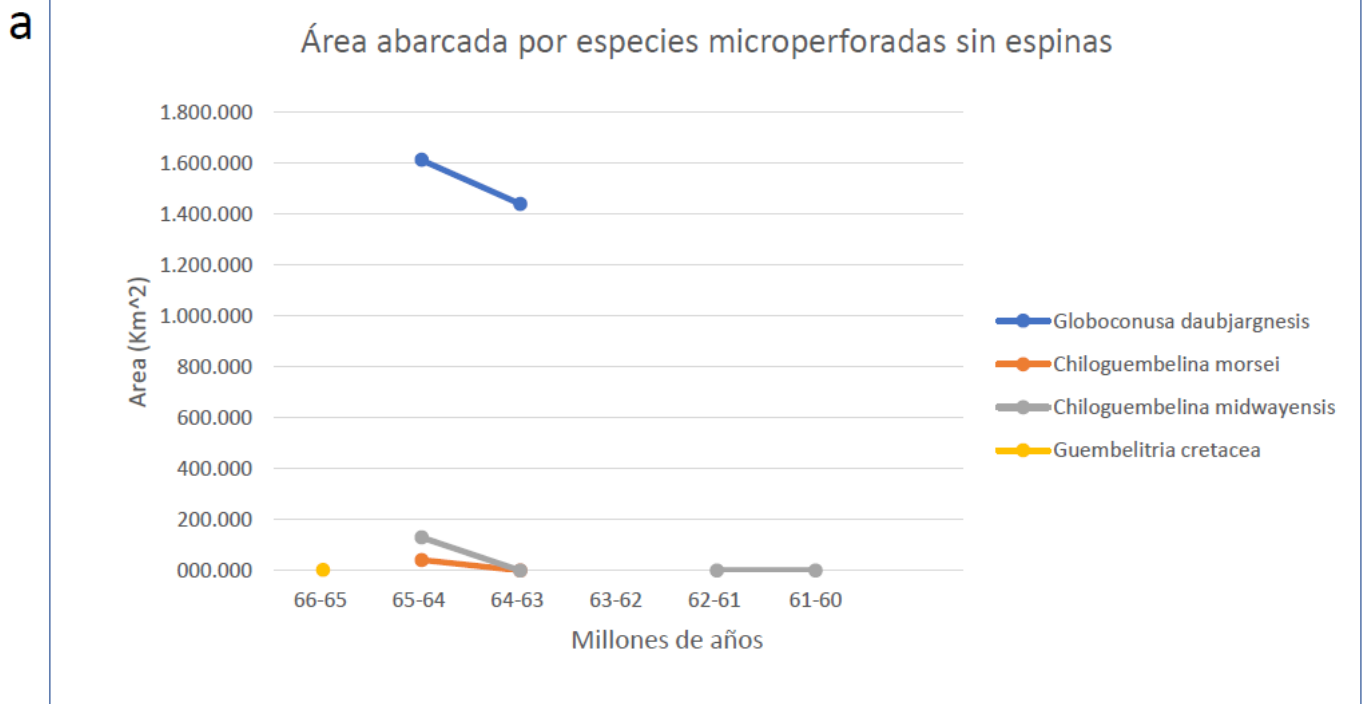


Figura 79. Graficas del área total abarcada en los océanos por las especies microperforadas sin espinas (79a) y perforadas con espinas (79b).

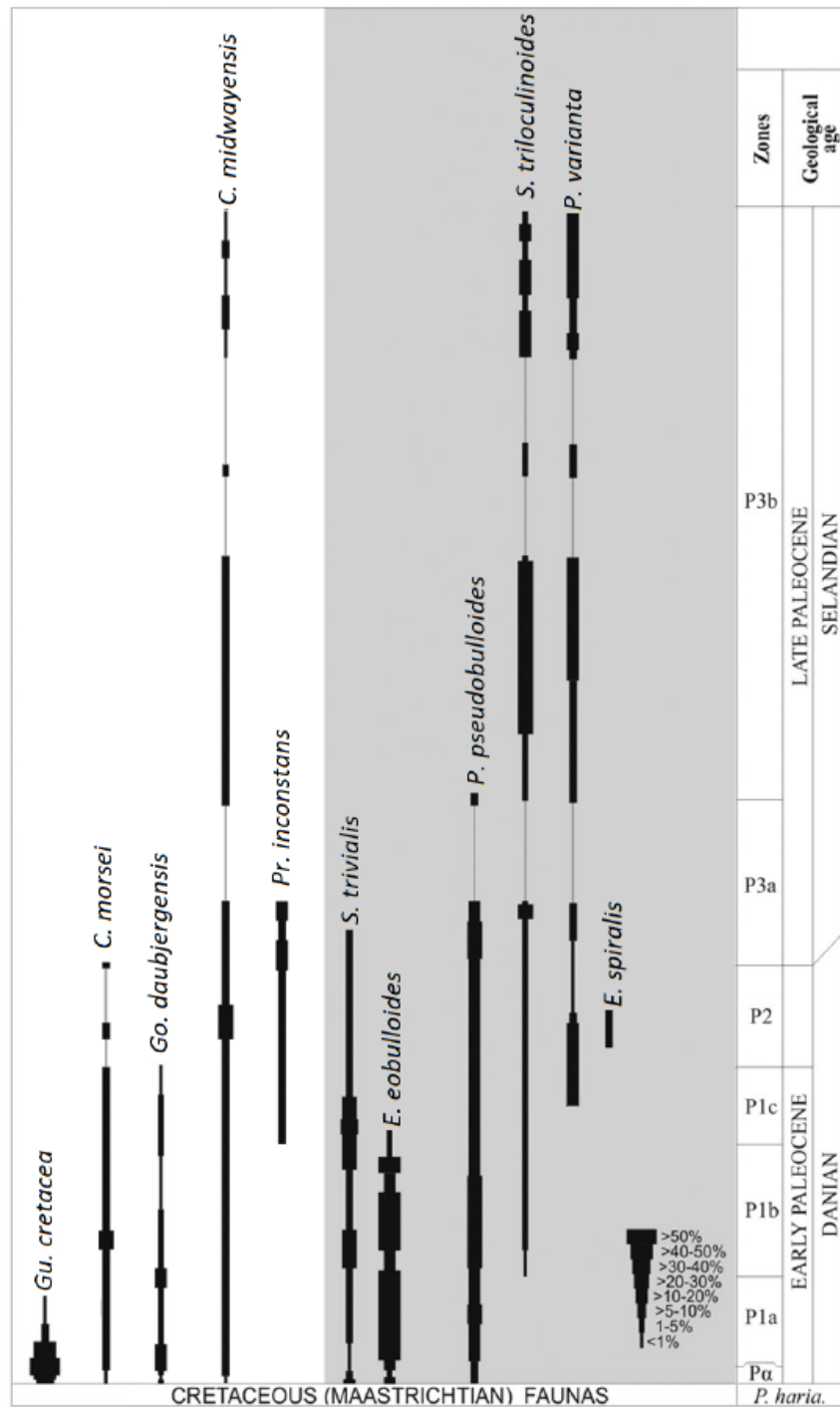


Figura 80. Distribución esquemática y abundancia relativa de hábitats de los foraminíferos planctónicos en la columna de agua. El área blanca representa las especies microperforadas y sin espinas, y el área gris oscura representa las especies perforadas y con espinas. Abreviaturas para las biozonas: “P” = Paleógeno; “P. haria” = *Pseudoguembelina hariaensis*. Abreviaturas para los géneros: C. = *Chiloguembelina*; Go. = *Globoconusa*; Gu. = *Guembelitra*; E. = *Eoglobigerina*; P. = *Parasubbotina*; S. = *Subbotina*; Pr. = *Praemurica*. Tomada y modificada de: Krahl et al. (2017).

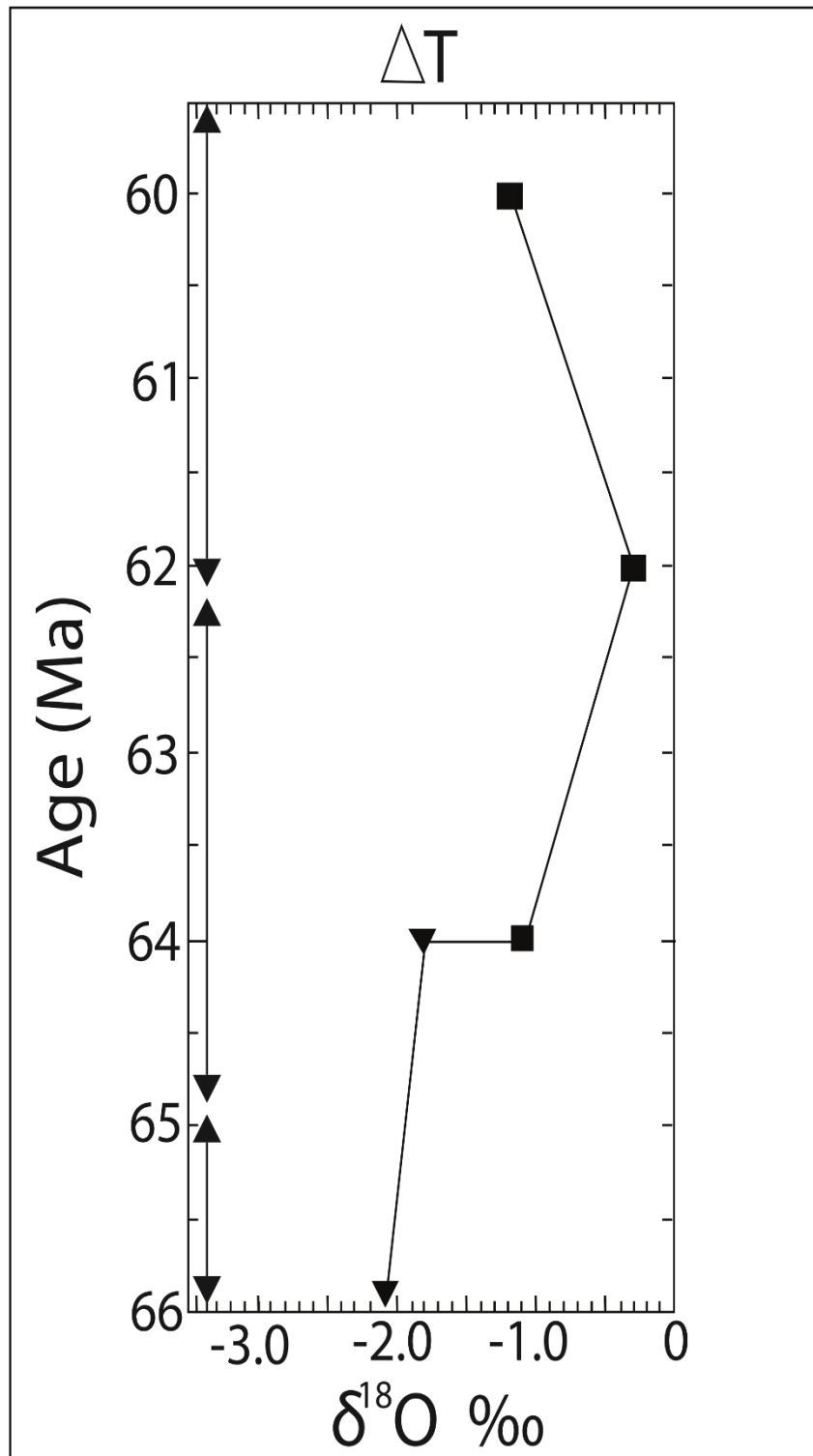


Figura 81. Registros de isotopos de Oxígeno en foraminíferos planctónicos en el intervalo de tiempo entre 66 y 60 Ma. Se distingue la variación de la temperatura (ΔT). Especies microperforadas sin espinas (▼) y especies perforadas con espinas (■). Tomado y modificado: Quillévéré et al. (2003); Birch et al. (2012); Berggren et al. (2014).

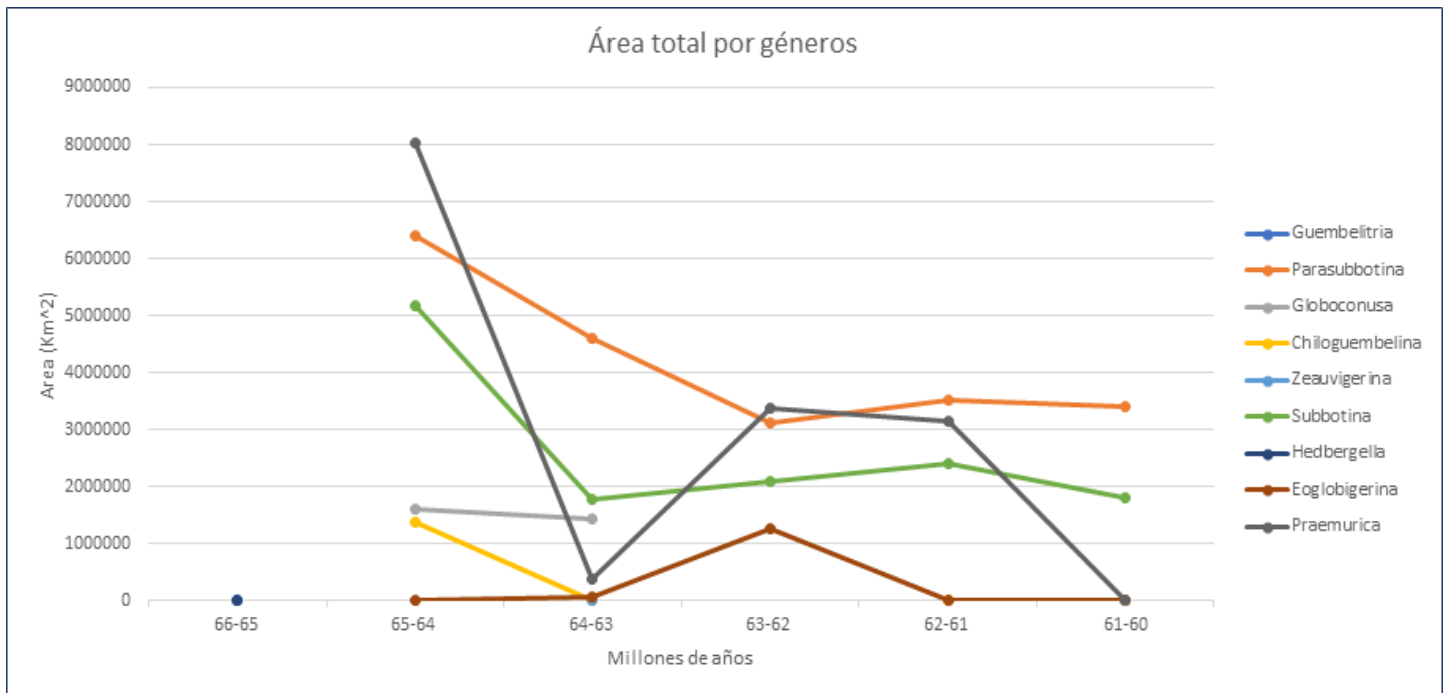


Figura 82. Gráfica del área total abarcada por los géneros en el intervalo de tiempo de 66 a 60 Ma.

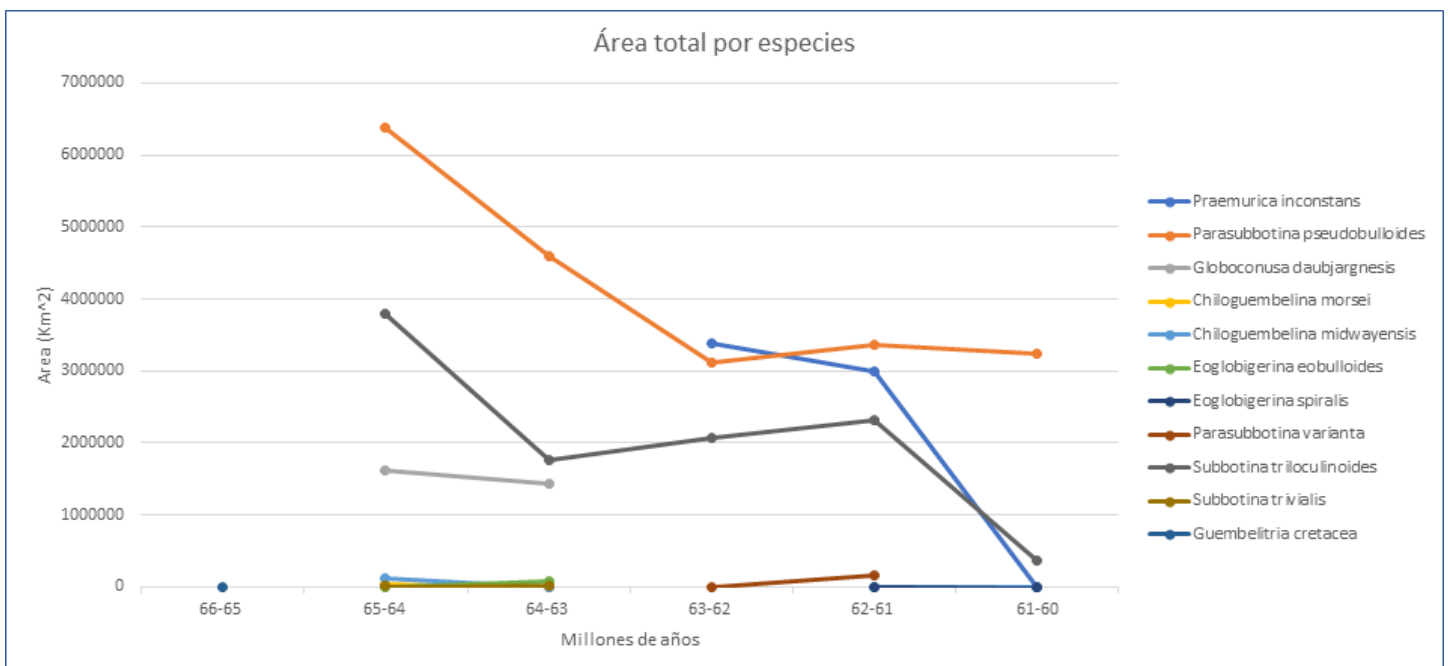


Figura 83. Gráfica del área total abarcada por las especies en el intervalo de tiempo de 66 a 60 Ma.

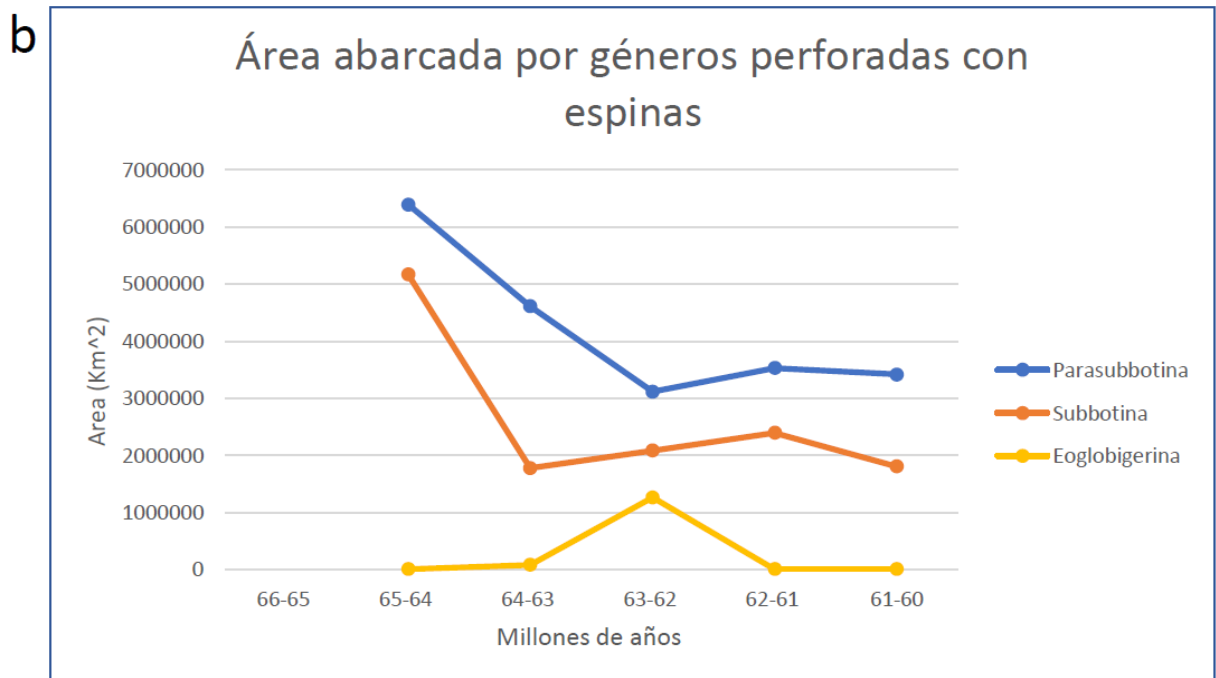
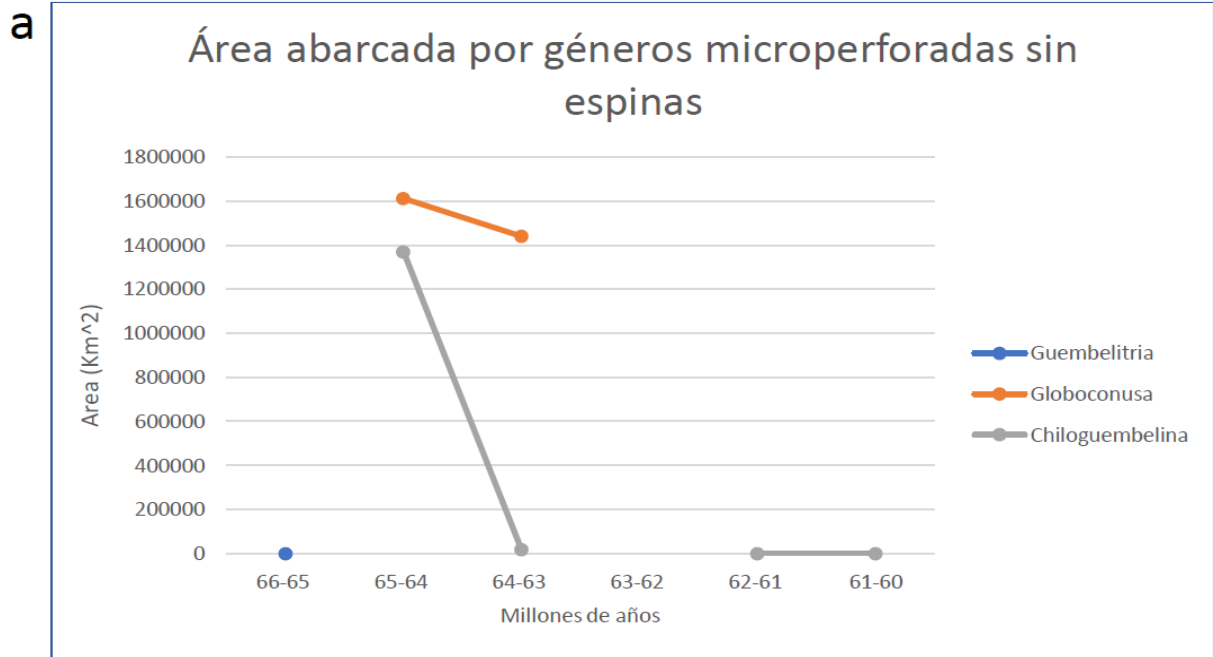


Figura 84. Graficas del área total abarcada en los océanos por géneros microperforadas sin espinas (84a) y perforadas con espinas (84b).