

Paleoambientes en la parte central del Cinturón Plegado de San Jacinto (Caribe colombiano) durante el Eoceno tardío y el Mioceno temprano: inferencias a partir de foraminíferos bentónicos

Raúl Trejos-Tamayo^{1,2*} ; Darwin Garzón¹ ; Andrés Salazar-Ríos^{1,3} ;
Andrés Pardo-Trujillo^{1,4} ; José Abel Flores² 

¹Instituto de Investigaciones en Estratigrafía IIES, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. (*) raul.trejos@ucaldas.edu.co, darwinmauricio2410@gmail.com, andresfelipe.salazar@ucaldas.edu.co, andres.pardo@ucaldas.edu.co

²Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, Salamanca, España. flores@usal.es

³Department for Geology and Paleontology, Universalmuseum Joanneum, Weinzöttlstrasse, Graz, Austria.

⁴Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.

Resumen

Se estudió la distribución de los foraminíferos bentónicos del intervalo Eoceno superior-Mioceno inferior de una sucesión sedimentaria marina registrada por el pozo ANH-SAN JACINTO-1, en la parte central del Cinturón Plegado de San Jacinto (Caribe colombiano). El estudio incluyó la estimación de la diversidad, la relación entre foraminíferos bentónicos calcáreos y aglutinados, la proporción de foraminíferos planctónicos y bentónicos (P/B), la distribución de los indicadores de oxígeno disuelto y el análisis de morfogrupos, con el objetivo de comprender la evolución paleoambiental en dicha sucesión. En el Eoceno superior, el cambio litológico entre areniscas calcáreas y calizas a lodolitas negras parece indicar el contacto discordante entre las formaciones San Jacinto y El Carmen. En la Formación San Jacinto, predominan los foraminíferos bentónicos calcáreos, y la baja relación P/B sugiere paleoambientes de plataforma con un flujo constante de nutrientes y fondos subóxicos con influencia de corrientes turbidíticas. En contraste, a la base de la Formación El Carmen, la relación P/B aumenta, reflejando condiciones más profundas, propias del talud. La predominancia de foraminíferos aglutinados sugiere aguas de fondo corrosivas, posiblemente por debajo de la lisoclina y la profundidad de compensación de la calcita (PCC). Este escenario coincide con el enfriamiento global del Eoceno tardío, en donde la PCC fue más somera. Al inicio del Oligoceno, se observa el resurgimiento de foraminíferos de pared calcárea, que coincide con la profundización global de lisoclina y/o la PCC, lo que permitió su preservación. Durante este intervalo las asociaciones sugieren aguas de fondo mesotróficas pobres en oxígeno. Durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, los foraminíferos bentónicos sugieren un aumento en la disponibilidad de nutrientes, lo cual indica una evolución hacia condiciones eutróficas en los ambientes de fondo.

Palabras clave: Morfogrupos; Lisoclina; Profundidad de compensación de la calcita; Formación San Jacinto; Formación El Carmen.

Forma de citar: Trejos-Tamayo, R.; Garzón, D.; Salazar-Ríos, A.; Pardo-Trujillo, A.; Flores, J.A. (2024). Paleoambientes en la parte central del Cinturón Plegado de San Jacinto (Caribe colombiano) durante el Eoceno tardío y el Mioceno temprano: inferencias a partir de foraminíferos bentónicos. *Boletín de Geología*, 46(3), 169-191. <https://doi.org/10.18273/revbol.v46n3-2024007>

Paleoenvironments in the central San Jacinto Fold Belt (Colombian Caribbean) during the late Eocene and early Miocene: inferences from benthic foraminifera

Abstract

The distribution of benthic foraminifera from the upper Eocene to lower Miocene interval was studied in a marine sedimentary succession recorded by the ANH-SAN JACINTO-1 well, located in the central San Jacinto Fold Belt (Colombian Caribbean). The study included the estimation of diversity, the ratio between calcareous and agglutinated benthic foraminifera, the planktonic to benthic (P/B) ratio, the distribution of dissolved oxygen indicators, and morphogroup analysis, aiming to understand the paleoenvironmental evolution of the succession. During the upper Eocene, the lithological transition from calcareous sandstones and limestones to black mudstones indicates a discordant contact between the San Jacinto and El Carmen formations. In the San Jacinto Formation, calcareous benthic foraminifera predominate, and the low P/B ratio indicates shelf environments with a constant nutrient flux and suboxic bottoms influenced by turbiditic currents. In contrast, at the onset of the El Carmen Formation, the P/B ratio increases, indicating deeper conditions typical of the slope. The predominance of agglutinated foraminifera suggests corrosive bottom waters, likely below the lysocline and the calcite compensation depth (CCD). This scenario aligns with the global cooling during the late Eocene when the CCD was shallower. In the early Oligocene, a resurgence of calcareous foraminifera occurred, coinciding with the global deepening of the lysocline and/or the CCD, which allowed their preservation. During this interval, the assemblages indicate mesotrophic bottom waters with low oxygen levels. During the late Oligocene and early Miocene, benthic foraminifera indicate increased nutrient availability, reflecting a transition to more eutrophic conditions in bottom environments.

Keywords: Morphogroups; Lysocline; Calcite compensation depth; San Jacinto Formation; El Carmen Formation.

Introducción

Los foraminíferos bentónicos, organismos microscópicos ampliamente distribuidos en los fondos oceánicos alrededor del mundo, destacan por su abundancia y diversidad (Jones, 2014; Saraswati, 2021). Su amplia dispersión en diferentes ambientes ha permitido comprender su comportamiento en relación con la disponibilidad de oxígeno disuelto y de nutrientes, la influencia de las corrientes oceánicas y su distribución en función de la profundidad, entre otros aspectos (Kaiho, 1994; Jorissen, 1999; Sen Gupta, 2003; Jorissen *et al.*, 2007; Koho y Piña-Ochoa, 2012; Murray, 2014). Por lo anterior, los foraminíferos bentónicos son una herramienta comúnmente utilizada en las reconstrucciones paleoambientales (p. ej. Murray *et al.*, 2011; Murray, 2013; Katz *et al.*, 2018; Alegret *et al.*, 2021).

La presencia y abundancia de foraminíferos bentónicos en las secuencias que abarcan desde el Eoceno tardío al Mioceno temprano en el Cinturón Plegado de San Jacinto (CPSJ) en el Caribe colombiano (Figura 1) constituyen la oportunidad de investigar las condiciones fisicoquímicas de los fondos marinos del margen NW de Colombia. Estos ambientes parecen haber sido controlados por la tectónica regional, que incluye periodos de deformación y levantamiento

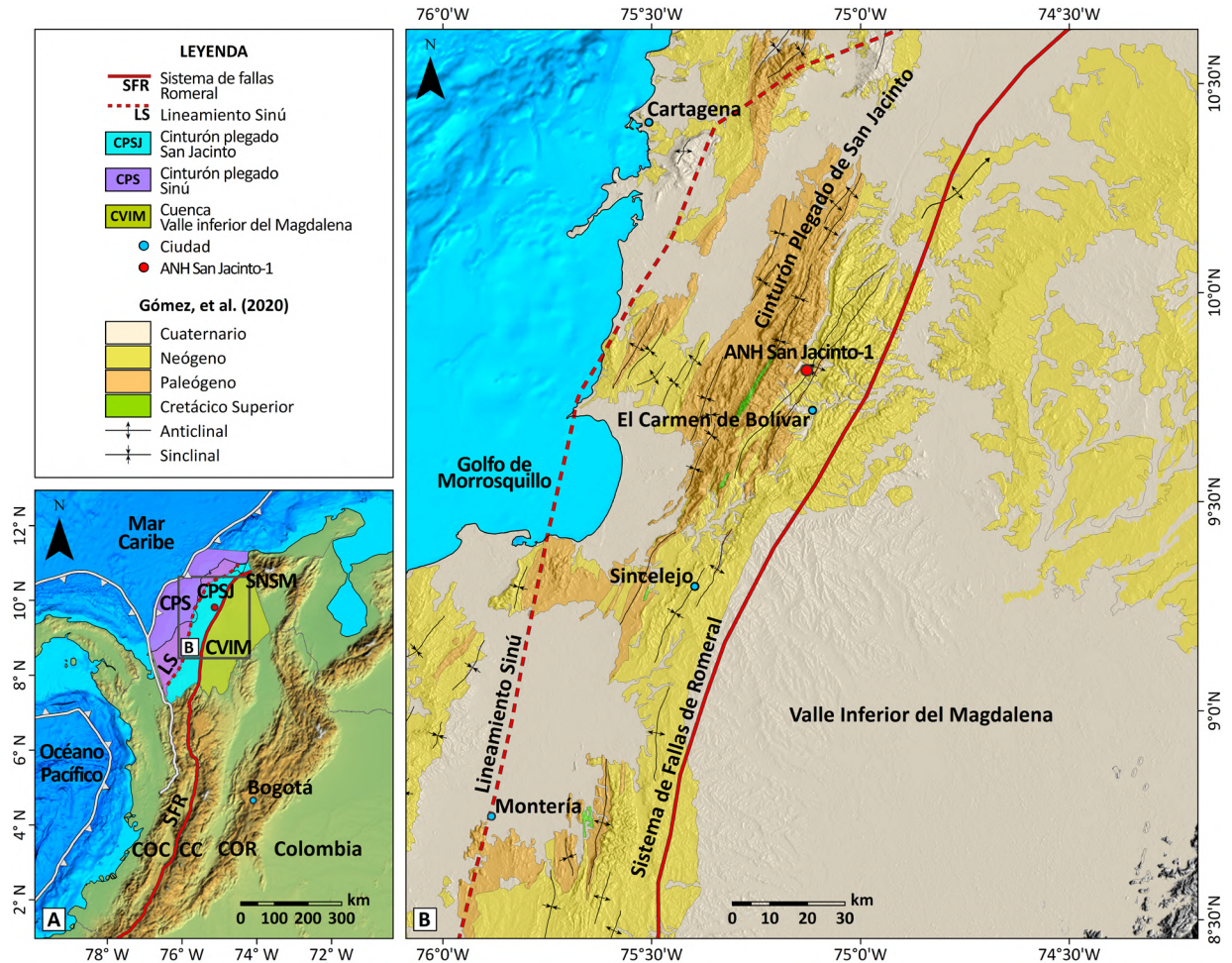
(Duque-Caro, 1975, 1979, 1991), y el aumento en la subsidencia dada por estructuras preexistentes y aporte sedimentario proveniente de los Andes desde el Oligoceno (Mora-Bohórquez *et al.*, 2018, 2020).

La mayoría de los estudios con foraminíferos en el Caribe colombiano para este intervalo de tiempo han sido enfocados en la bioestratigrafía de estos depósitos (Petters y Sarmiento, 1956; Duque-Caro, 1968, 1972; Duque-Caro *et al.*, 1996; Torres *et al.*, 2022; Celis *et al.*, 2023; Duque-Castaño *et al.*, 2023; Plata-Torres *et al.*, 2023), y muy poco se ha explorado su utilidad en la caracterización detallada de los paleoambientes, lo que representa un área de investigación aún por explorar. El conocimiento actual sobre los paleoambientes interpretados en la parte central del CPSJ, en los alrededores del municipio de El Carmen de Bolívar (Figura 1), indica la transición de depósitos marinos poco profundos en el Eoceno tardío hacia depósitos pelágicos de aguas profundas en el Oligoceno y Mioceno temprano (Petters y Sarmiento, 1956; Salazar-Ortiz *et al.*, 2020a). Otros estudios sugieren que, en las regiones adyacentes, los ambientes se desarrollaron en batimetrías menores a 200 metros y en el quiebre de talud durante el Eoceno tardío, y evolucionaron hacia ambientes más profundos en el talud, con batimetrías correspondientes a la zona batial media durante el Oligoceno. Además, se presume la existencia de

fondos relativamente anóxicos interrumpidos por eventos episódicos de mayor oxigenación (Duque-Caro, 1971, 1975, 1979; Duque-Caro *et al.*, 1996; Fiorini y Jaramillo, 2007).

El presente estudio tiene como objetivo reconstruir la evolución paleoambiental mediante foraminíferos bentónicos de la sucesión sedimentaria marina que

abarca desde el Eoceno superior al Mioceno inferior, registrada por el pozo ANH-SAN JACINTO-1 ubicado en la parte central del CPSJ (Figura 1). Se presenta una reconstrucción en términos de oxigenación de fondo y de contenido de nutrientes, y se relacionan temporalmente sus cambios con los procesos geológicos regionales reportados para la CPSJ y/o globales en el Paleógeno tardío.



Marco geológico

El noroccidente colombiano está localizado en la zona de convergencia entre las placas de Suramérica y Caribe (Toto y Kellogg, 1992; Flinch, 2003). La convergencia de estas placas durante el Cenozoico dio lugar a la formación de diferentes provincias geológicas, entre ellas el Cinturón Plegado de San Jacinto (CPSJ; Duque-Caro, 1979; Flinch, 2003). El CPSJ es una cuenca antearco de rumbo N20°E, desarrollada sobre un basamento oceánico del Cretácico superior, sobre el que se acumularon sedimentos marinos, transicionales y continentales desde el Campaniano hasta el Cuaternario (Duque-Caro *et al.*, 1996; Guzmán-Ospitia, 2007; Silva-Arias *et al.*, 2016; Mora-Bohórquez *et al.*, 2017, 2018; Manco-Garcés *et al.*, 2020; Salazar-Ortiz *et al.*, 2020b; Giraldo-Villegas *et al.*, 2023; Celis *et al.*, 2023; 2024).

El CPSJ limita al sur con las rocas oceánicas del norte de la Cordillera Occidental; al occidente se encuentra el Cinturón Plegado del Sinú, limitado por el lineamiento de Sinú; y al oriente está en contacto con la cuenca del Valle Inferior del Magdalena (VIM), por medio del Sistema de Fallas de Romeral (Duque-Caro, 1979; Guzmán-Ospitia *et al.*, 2004; Barrero *et al.*, 2007; Mora-Bohórquez *et al.*, 2017, 2018, 2020; ver Figura 1). Desde el Eoceno tardío al reciente, la sedimentación en el CPSJ y el VIM se dio en una cuenca antearco sin magmatismo relacionada con un proceso de subducción plana (Mora-Bohórquez *et al.*, 2017). Las unidades del Eoceno superior al Mioceno inferior se sedimentaron en ambientes marinos someros y profundos, en una cuenca subsidente, y con tasas de sedimentación que fueron incrementando durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano (Mora-Bohórquez *et al.*, 2018).

En el centro del CPSJ, entre el pozo ANH-SAN JACINTO-1 y los alrededores del municipio de El Carmen de Bolívar (Figuras 1 y 2), las rocas sedimentarias del Eoceno superior a Oligoceno inferior están representadas por la Formación San Jacinto, conformada por arenitas, conglomerados y lodolitas, con abundantes foraminíferos bentónicos, sedimentados en ambientes que abarcan desde zonas costeras hasta el quiebre del talud (Petters y Sarmiento, 1956; Duque-Caro, 1967; Duque-Caro *et al.*, 1996; Salazar-Ortiz *et al.*, 2020a; Celis *et al.*, 2024). Los depósitos del Oligoceno inferior al Mioceno inferior hacen parte de la Formación El Carmen (Duque-Caro *et al.*, 1996; Guzmán-Ospitia *et al.*, 2004; Guzmán-Ospitia, 2007; Salazar-Ortiz *et al.*, 2020a). Esta unidad está compuesta por arcillolitas grises y negras, acumuladas en una

cuenca marginal, restringida y anóxica (Duque-Caro *et al.*, 1996; Fiorini y Jaramillo, 2007).

Características y edad del pozo ANH-SAN JACINTO-1

El pozo ANH-SAN JACINTO-1 es un pozo corazonado perforado por la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) al norte del municipio de El Carmen de Bolívar, en el Caribe colombiano (9°48'5.47" N, 75°7'33.95" W; Figura 1). Este pozo alcanzó una profundidad de aproximadamente 524 m. Sin embargo, debido al buzamiento de los estratos (entre 40° y 60°), el espesor corregido y calculado por Arias-Villegas *et al.* (2023) es de 342 m. El pozo se divide en tres conjuntos litológicos (UniCaldas, ANH, 2020; Arias-Villegas *et al.*, 2023). Desde la base a los 342 m hasta aproximadamente los 300 m de profundidad, la litología consta de lodolitas calcáreas con restos de moluscos, laminación plana paralela y calizas (*packstone* y *grainstone* esqueléticas). Localmente, el intervalo presenta sublitoarenitas y litoarenitas masivas y con laminación plana paralela y areniscas bioclásticas. Desde 300 m a 80 m se observan lodolitas masivas de color negro con bioturbación (*Chondrites* y *Taenidium*). Entre 80 m y el techo del pozo se identificaron lodolitas calcáreas negras masivas y arcillolitas limosas y calcáreas pardo-amarillentas con laminación paralela, ocasionalmente bioclásticas y bioturbadas (*Chondrites* y *Palaeophycos*).

El núcleo fue datado de base a techo mediante nanofósiles calcáreos por Arias-Villegas *et al.* (2023). Según estos autores, el pozo abarca desde el Eoceno tardío (Priaboniano) hasta el Mioceno temprano (Aquitaniense), y cubre las biozonas NP19-20 (CNE19) a NN2 (CNM1) de Martini (1971), aproximadamente entre 35,2 a 22,5 Ma en la escala geocronológica de Gradstein *et al.* (2020); Figura 3. De acuerdo con ese modelo de edad, el pozo presenta algunas discontinuidades (Arias-Villegas *et al.*, 2023). En el Eoceno superior se reconoce un hiato de ~0,8 Ma a los 270 m de profundidad. En el Oligoceno inferior, la ausencia de la biozona de nanofósiles calcáreos CNO3 en la profundidad de 176 m sugiere una discordancia de 2 Ma. Una última discontinuidad fue propuesta hacia los 12,6 m, la cual pone en contacto el Oligoceno superior y el Mioceno inferior. Dicha discordancia comprendería un hiato de ~4,4 Ma y fue definida por la ausencia de las biozonas de nanofósiles calcáreos NP25 y NN1. Las muestras en este estudio abarcan las mismas profundidades del trabajo de Arias-Villegas *et al.* (2023).

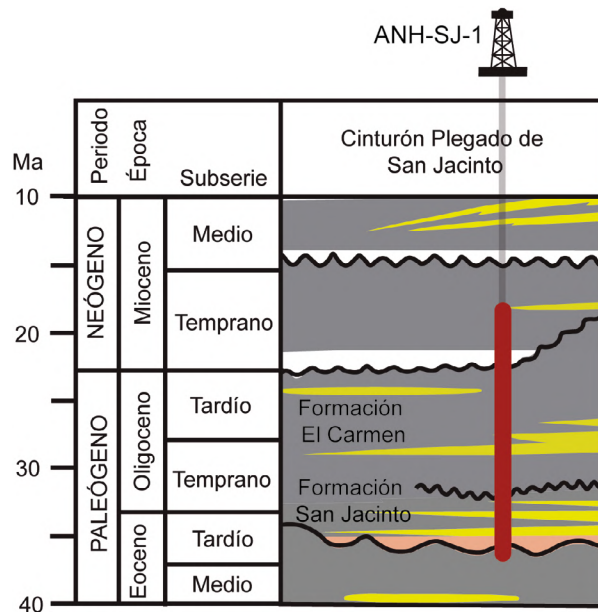


Figura 2. Cronoestratigrafía del Eoceno tardío al Mioceno temprano en la CPSJ (Mora-Bohórquez *et al.*, 2018) y la posición estratigráfica del pozo ANH-SAN JACINTO-1 (ANH-SJ-1) basado en la edad propuesta por Arias-Villegas *et al.* (2023). Geocronología según Gradstein *et al.* (2020).

Metodología

Las muestras utilizadas en este estudio provienen de lodolitas separadas cada ~6 m a lo largo del pozo, que abarcan los tres conjuntos litológicos. Un total de 60 muestras fueron analizadas en este estudio para foraminíferos bentónicos.

La preparación de las muestras se desarrolló mediante el método de Thomas y Murney (1985), para rocas de grano fino (lodolitas) y una dureza relativamente baja. Se utilizaron aproximadamente 30 g de roca por muestra. La muestra estuvo en remojo en una solución compuesta de agua y peróxido de hidrógeno (~5%), para luego ser lavada en húmedo a través de un tamiz con apertura de malla de 63 µm, y posteriormente secada en un horno (40°C, 24 h). El sedimento seco fue tamizado y dividido en las fracciones >63 µm y >125 µm. Para este estudio se extrajeron todos los foraminíferos bentónicos de la fracción >125 µm. La identificación taxonómica de los foraminíferos planctónicos será abordada en una próxima publicación. Los foraminíferos bentónicos de la fracción inferior fueron excluidos del análisis al tener una mayor susceptibilidad al transporte y redépósito (Lohmann, 1978; Lutze y Coulbourn, 1984), fenómeno que ya ha sido documentado en las sucesiones cenozoicas del CPSJ (p. ej., Bürgl, 1965; Fiorini y Jaramillo, 2007; Duque-Castaño *et al.*, 2023; Ospina-Muñoz *et al.*, 2023; Vallejo-Hincapié *et al.*, 2023). Igualmente, al excluir la fracción

más fina, se evita incertidumbres en la identificación taxonómica de ejemplares bentónicos en estado juvenil (Schröder-Adams, 1986; Kurbjewit *et al.*, 2000; Heinz *et al.*, 2008; Schönfeld *et al.*, 2012; Weinkauff y Milker, 2018).

La identificación de los ejemplares bentónicos se realizó en un estereomicroscopio binocular NIKON SMZ 1500®. Para este estudio, se clasificaron los foraminíferos bentónicos calcáreos hasta el nivel de género, debido a su alta diversidad y gran variabilidad morfológica. Esta aproximación facilita el análisis comparativo a nivel de morfogrupos (la lista de los géneros se encuentra en la Tabla Suplementaria 1). En contraste, los foraminíferos aglutinados, con menor diversidad y morfologías más distintivas, fueron identificados hasta el nivel específico (Tabla Suplementaria 2). Las clasificaciones taxonómicas siguen las propuestas de Van Morkhoven *et al.* (1986), Bolli *et al.* (1994), Jones (1994), Kaminski y Gradstein (2005), Holbourn *et al.* (2013) y Torres *et al.* (2022). Las especies consideradas como redepositadas del Paleoceno y el Eoceno inferior a medio fueron excluidas de las interpretaciones paleoambientales (Bolli *et al.*, 1994; Kaminski y Gradstein, 2005; Torres *et al.*, 2022).

Se calculó la riqueza y diversidad de especies a través de los índices de riqueza (S) y Shannon (H') (Shannon, 1948; Magurran, 1988), por medio del *software* PAST versión 4.12 (Hammer *et al.*, 2001). Se estimó la relación entre foraminíferos planctónicos (no clasificados en este estudio) y bentónicos (P/B) utilizando la fórmula $P/B = \frac{\text{número de especímenes planctónicos}}{\text{número de especímenes bentónicos (calcáreos y aglutinados)}}$. Además, se evaluaron las condiciones cualitativas de oxígeno de fondo a través de la agrupación de los foraminíferos calcáreos en tres niveles de oxigenación (Tabla Suplementaria 3): óxico, subóxico y disóxico. Esto, basado en el conocimiento actual de diferentes grupos cosmopolitas, para lo que se sigue las propuestas de Kaiho (1994), Sen Gupta (2003) y Kranner *et al.* (2022).

Se agruparon los foraminíferos bentónicos calcáreos y aglutinados en morfogrupos, relacionando la morfología de la concha con sus preferencias paleoecológicas (Tabla 1 y Tablas Suplementarias 1 y 2). En el caso de las formas calcáreas, se estableció un total de 14 morfogrupos fueron establecidos siguiendo las propuestas de Koutsoukos y Hart (1990), Cetean *et al.* (2011) y Borges-Quadros *et al.* (2015); mientras que para los aglutinados se identificaron 4 morfogrupos y se siguieron las propuestas de Nagy *et al.* (1995), Van Den Akker *et al.* (2000) y Kaminski y Gradstein (2005).

Tabla 1. Morfogrupos de foraminíferos aglutinados y calcáreos, forma de la conchilla y microhábitat, ambientes y principales géneros y grupos. Modificado de [Koutsoukos y Hart \(1990\)](#), [Van Den Akker et al. \(2000\)](#) y [Kaminski y Gradstein \(2005\)](#).

Morfogrupos aglutinados	Forma de la conchilla	Posición de vida	Ambiente	Géneros principales
M1	Tubular	Epifauna erecta	Batial y abisal	<i>Bathysiphon, Nothia, Psammosiphonella</i>
M2a	Globular	Infauna somera	Batial y abisal	<i>Psammosphaera</i>
M2b	Troco redondeado y estreptospiral, trocoespiral planoconvexa	Epifauna superficial	Plataforma a aguas marinas profundas	<i>Budashevaella, Trochammina</i>
M2c	Quilla alargada	Epifauna superficial	Plataforma a marino marginal	<i>Spiroplectammina</i>
M3a	Planispiral aplanada y estreptospiral	Epifauna superficial	Lagoon a abisal	<i>Ammodiscus, Glomospira,</i>
M3b	Aplanado irregular	Epifauna superficial	Batial superior a abisal	<i>Ammolagena</i>
M4a	Planispiral redondeada	Epifauna superficial y/o infauna somera	Plataforma interna a batial superior	<i>Haplophragmoides,</i>
M4b	Subcilíndrico alargado	Infauna profunda	Plataforma interna a batial superior	<i>Karrerulina, Tritaxia</i>
	Cónico alargado	Infauna profunda	Plataforma interna a batial superior	<i>Ammobaculites, Reophax</i>

Morfogrupo calcáreos	Forma de la conchilla	Posición de vida	Ambiente	Grupos principales
CHA1	Plano-convexo, bajo/alto trocoespiral ancho	Epifaunal	Nerítico a batial medio	Gavelinélidos
CHA2	Cóncavo-convexo, bajo trocoespiral ancho	Epifaunal	Nerítico a batial medio	Bagínidos
CHA3	Inflado, periferia biconvexa ampliamente redondeada	Epifaunal/infaunal somero	Nerítico externo a batial	Alabamínidos y noniónidos
CHA4	Cónico, trocoespiral bajo	Epifaunal	Nerítico externo a batial medio	Epistomárido, cibícidos
CHA5	Lenticular, periferia trocoespiral baja subaguda/carenada	Epifaunal	Nerítico externo a batial	Osanguláridos, eponídidos y planulínidos
CHA6	Lenticular, planispiral periferia subaguda/carenada	Epifaunal/infaunal somero	Nerítico a batial medio	Vaginulínidos enrollados
CHB1	Globular/ovada a alargada/fusiforme bilocular/multilocular	Epifaunal/infaunal	Nerítico a batial medio	Chilostomélidos, pleurostomélidos, lágenos
CHB2	Anchas a palmeadas, comprimidas planispirales a uniseriadas desenrolladas	Epifaunal/infaunal	Nerítico externo a batial	Vaginulínidos desenrollados

Continuación Tabla 1.

Morfogrupos calcáreos	Forma de la concha	Posición de vida	Ambiente	Grupos principales
CHB3	Alargada, recta a arqueada uniseriada o planispiral-uniseriada	Epifaunal/inafaunal	Nerítico a batial medio	Nodosáridos
CHB4	Cónico redondeado-alargado triserial-biserial-uniserial	Infaunal	Nerítico a batial medio	Bolivínidos, buliminélidos, fursenkoínidos,
CPA	Fusiforme, comprimida ancha	Epifaunal	Nerítico a batial	Espiroloculínidos
CPB	Quinqueloculino alargado a ovado	Epifaunal/inafaunal somero	Nerítico interior a medio	Hauerínidos

Resultados

A lo largo del pozo la preservación de los foraminíferos bentónicos en general es moderada a buena. Sin embargo, en algunas muestras se observa evidencia de deformación, recristalización, abrasión y disolución de algunos ejemplares. Todas las muestras fueron productivas. No obstante, las cantidades de foraminíferos fueron variables, oscilaron entre 3 individuos en la profundidad 89,3 m hasta 442 individuos a los 317,1 m (Figura 3).

En total se contabilizaron 90 géneros de foraminíferos bentónicos calcáreos (Tabla Suplementaria 1) y 53 géneros de foraminíferos bentónicos aglutinados; estos últimos representados en 105 especies (Tabla Suplementaria 2). La riqueza (S) es predominantemente baja en el Eoceno superior, con un promedio de 5, y alcanza un valor máximo de 18 en la parte superior del Eoceno superior. En los depósitos del Oligoceno y Mioceno, los valores promedios son de 9 (Figura 3). La diversidad entre la base y alrededor de 250 m es fluctuante, pero, desde 250 m y hasta el tope del pozo, los valores se mantienen en promedio superiores a 3, con valores máximos de 4 (Figura 3).

La relación P/B muestra valores mayoritariamente bajos, menores a 0,4, en el Eoceno superior, con un pico elevado de 1,6 a los 267 m. Posteriormente, a finales del Eoceno y comienzos del Oligoceno, los valores disminuyen casi a 0 entre 253 y 223 m. Durante el Oligoceno, la relación incrementa, con valores promedio por encima de 0,4 y alcanza un máximo de 1,5 a los 173,5 m. En el Mioceno, se observan nuevamente valores máximos que llegan 1,6 a los 15 m (Figura 3).

En cuanto a los morfogrupos calcáreos (Figuras 3 y 4), los hialinos (morfogrupos CH) son más constantes a lo largo del pozo. Los morfogrupos calcáreos CHA1 se caracterizan por *Anomalinoidea* spp., *Gyroidina* spp. y *Hansenisca* spp., que presentan formas planoconvexas y trocoespirales anchas. El morfogrupo CHA4 está compuesto por *Cibicides* spp., *Cibicidina* spp., *Cibicoides* spp., *Falsoplanulina* spp., *Helicostegina* spp., *Heterolepa* spp., *Lobatula* spp. y *Nuttallides* spp., que exhiben formas cónicas y trocoespirales de baja altura. Y el morfogrupo CHB4 incluye *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cassidulina* spp., *Epistominella* spp., *Evolvocassidulina* spp., *Fursenkoina* spp., *Globobulimina* spp., *Praeglobobulimina* spp., *Protoglobobuliminas* spp., *Siphogenerina* spp., *Siphogenerinoides* spp., *Siphovigerina* spp., *Transversigerina* spp. y *Uvigerina* spp., que presentan formas cónicas redondeadas-alargadas triseriales, biseriales y uniseriales. Estos morfogrupos muestran una distribución consistente a lo largo del pozo, con una notable disminución en sus abundancias en la parte superior del Eoceno superior (Figura 4). CHB4 destaca como el más abundante, con un promedio del 24% y máximos del 60% en los depósitos del Mioceno; *Uvigerina* spp. es el género más abundante de este grupo con máximos del 60% (Figura 5). Por otro lado, CHA1 y CHA4 alcanzan sus máximas abundancias durante el Oligoceno, donde registra un 33% a una profundidad de 89,3 m y un 42% a 134 m, respectivamente (Figura 4). Los géneros *Anomalinoidea* spp. (CHA1), con valores hasta del 33%, y *Cibicoides* spp. (CHA4), con máximos del 42%, son los principales exponentes de estos morfogrupos (Figuras 5 y 6).

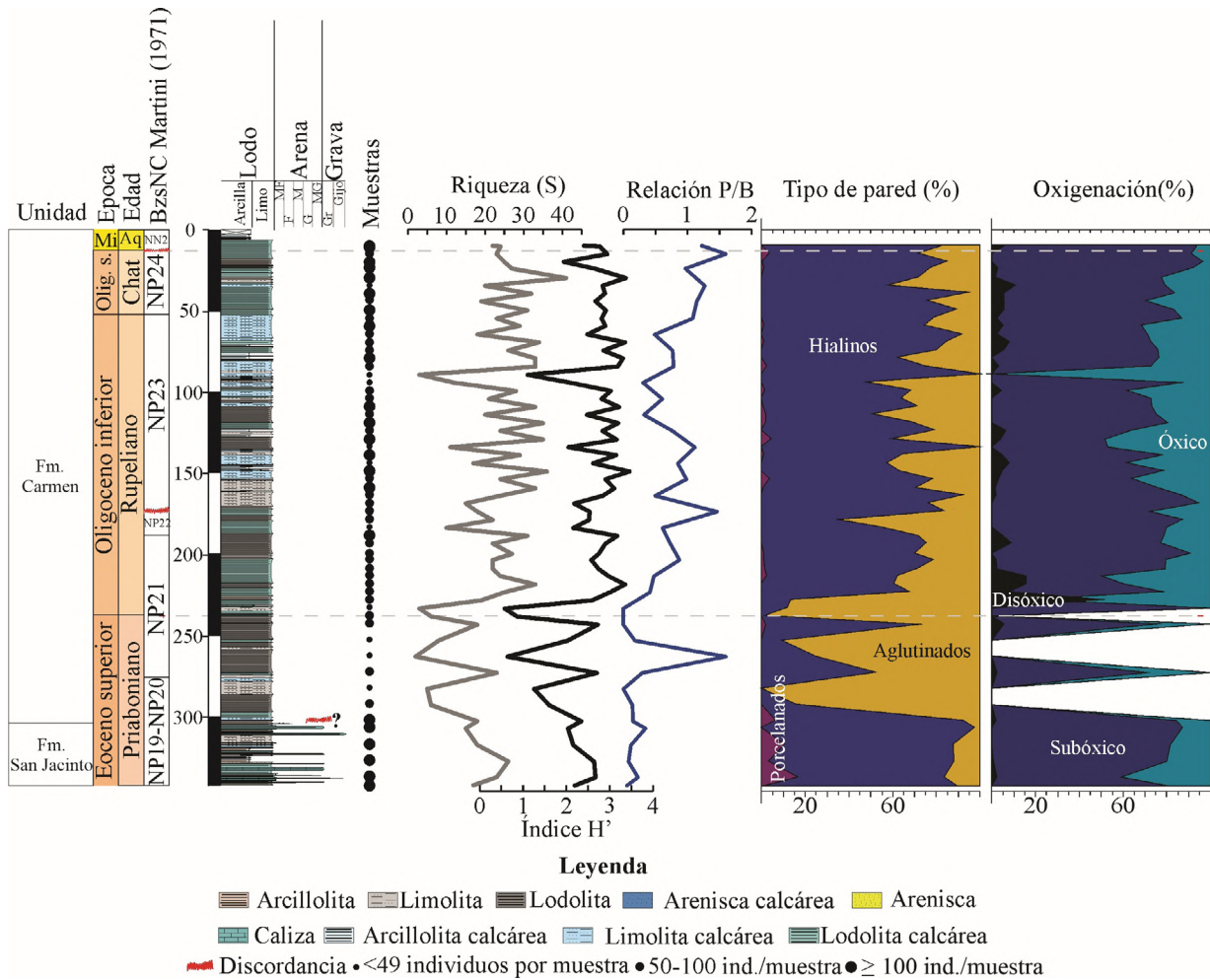


Figura 3. Registros de foraminíferos bentónicos del pozo ANH-SAN JACINTO-1. De izquierda a derecha: Unidades estratigráficas, edad y biozonas de nanofósiles calcáreos (NC) de acuerdo con [Arias-Villegas et al. \(2023\)](#), columna estratigráfica (MF: muy fina, F: fina, M: media, G: gruesa, MG: muy gruesa, Gr: grava). Posición de las muestras analizadas para este estudio con sus abundancias. Riqueza (S), diversidad índice (H'). Relación planctónicos/bentónicos (P/B), distribución de los foraminíferos bentónicos según el tipo de pared y estimación de la oxigenación de fondo a lo largo del pozo. La posible discordancia entre las formaciones San Jacinto y El Carmen está acompañada de un signo de interrogación.

Los morfogrupos CHA2, que incluyen *Cibicorbis* spp., *Gyroidinoides* spp., *Hanzawaia* spp., *Valvulineria* spp., se caracterizan por presentar formas cóncavo-convexas y trocoespiral baja y ancha. Por otro lado, CHA6 está compuesto por *Amphycorina* spp., *Astacolus* spp., *Lenticulina* spp., *Neolenticulina* spp., *Planularia* spp., *Saracenaria* spp., *Siphonina* spp., *Spincterules* spp., *Vaginulinopsis* spp., con geometrías lenticulares y planispirales de periferia subaguda/carenada. El morfogrupo CPB, relacionado con foraminíferos bentónicos calcáreos porcelanáceos (CP), tipo quinqueloculina, como *Miliolinella* spp., *Pyrgo* spp., *Quinqueloculina* spp., *Spirosigmoilina* spp., *Triloculinella* spp., exhibe formas alargadas a ovadas. Finalmente, LBF

(large benthic foraminífera, LBF) como *Amphistegina* spp. y *Operculina* spp., destacan en la primera parte del Eoceno superior, entre 342 y 305 m. Estos morfogrupos muestran su máxima abundancia entre los 342 y 305 m, en la parte inferior del Eoceno superior. En este intervalo específico, CHA2 y CHA6 alcanzan sus máximos de abundancia con un 19% a los 327,3 m y un 35% a los 317,1 m respectivamente. Las especies más abundantes de estos morfogrupos son *Gyroidinoides* spp. (CHA2), con máximos de 18,5%, y *Lenticulina* spp., con máximos del 33%, mientras que los LBF solo están presentes en este rango estratigráfico y su principal exponente es *Amphistegina* spp. con abundancias del 13% (Figuras 5 y 6).

Otros morfogrupos presentan mayores abundancias desde inicios del Oligoceno. El morfogrupo CHA3, compuesto por *Buccella* spp., *Melonis* spp., *Nonion* spp., *Oridorsalis* spp., *Osangularia* spp., *Pullenia* spp., y *Sphaeroidina* spp., caracterizado por formas infladas con periferia biconvexa ampliamente redondeadas, alcanza valores de hasta un 18% a profundidades de 163,7 m y 24 m. El máximo representante es *Melonis* spp. con abundancias hasta del 14% en el Mioceno (Figuras 5 y 6).

Por otro lado, CHB1, que incluye *Chillostomella* spp., *Ellipsoglandulina* spp., *Favulina* spp., *Fissurina* spp., *Geminiella* spp., *Glandulina* spp., *Guttulina* spp., *Hyalinonetrion* spp., *Lagena* spp., *Lagenosolenia* spp., *Mucronina* spp., *Oolina* spp., *Parafissurina* spp., *Plectofrondicularia* spp., *Pleurostomella* spp., *Procerolagena* spp., *Pyrulina* spp., *Reusoolina* spp. y *Sigmoidella* spp., se caracteriza por geometrías globulares, ovadas a alargadas y fusiformes biloculares a multiloculares. Este morfogrupo alcanza valores de 18% a los 193,3 m y 16% en el Mioceno. Las máximas abundancias se logran gracias a la presencia de *Sigmoidella* spp. con máximas hasta de 14% (Figuras 5 y 6).

Por su parte, CHB3, que comprende *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Cassidulina* spp., *Epistominella* spp., *Evolvocassidulina* spp., *Fursenkoina* spp., *Globobulimina* spp., *Praeglobobulimina* spp., *Protoglobobuliminas* spp., *Siphogenerina* spp., *Siphogenerinoides* spp., *Siphovigerina* spp., *Transversigerina* spp. y *Uvigerina* spp., presenta formas alargadas, rectas a arqueadas uniseriales o planispiral-uniseriada. Este morfogrupo alcanza su máximo de 33% a los 10 m en los depósitos del Mioceno; *Siphonodosaria* spp. es la especie más abundante a lo largo del pozo con máximos del 30% (Figuras 5 y 6).

Los foraminíferos aglutinados y sus 4 morfogrupos están presentes a lo largo del pozo ANH-SAN JACINTO-1 (Figuras 3 y 5). El morfogrupo M1 (*Bathysiphon* spp., *B. microrhaphidus*, *Botellina labyrinthica*, *Nothia* spp., *N. excelsa*, *N. robusta*, *Psammosiphonella* spp., *P. cylindrica*, *P. discreta*, *Rhabdammina* spp., *R. linearis*, y *Rizhammina* sp.), que comprende principalmente formas tabulares, es el más abundante (Figuras 5 y 7). Sus valores máximos superiores al 50% de la abundancia total se observan entre 282 m y 233 m, con algunos picos notorios en 179 m y 94 m (Figuras 4 y 5).

El morfogrupo M2 (Figuras 5 y 7) se subdivide en 3 subgrupos distintos. M2a representado por *Psammosphaera irregularis*; M2b que incluye *Budashevaella* spp., *B. multicamerata*, *B. trinitatensis*,

Conotrochammina voeringensis, *Cribrostomoides subglobosus*, *C. subglobosus*, *Lituotuba lituiformis*, *Recurvoides* sp. y *R. lamella*; y, por otro lado, M2c que comprende *Duquepsammina cubensis*, *Bigenerina nodosaria*, *Clavulina* sp., *Goesella cylindrica*, *Sahulia conica*, *Spiroplectammina* sp., *S. navarroana*, *S. spectabilis*, *Spiroplectinella* sp., *S. subhaeringensis*, *Textularia* sp., *T. agglutinans*, *T. isidroensis*, *Textulariella simplex* y *Vulvulina pennatula*. Estos subgrupos exhiben formas que van desde globulares a trocospirales redondeados, estreptospirales, planoconvexas y quillados elongados. En cuanto a la distribución, M2a alcanza un máximo del 2,5% a una profundidad de 223 m, M2b muestra picos de hasta el 13,3% a 228 m, mientras que M2c es el más abundante del morfogrupo M2, con sus niveles más altos (25%) registrados a los 263 m (Figuras 4 y 5).

El morfogrupo M3 está exclusivamente compuesto por representantes del subgrupo M3a que incluye *Ammodiscus* sp., *A. latus*, *Ammomarginulina aubertae*, *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata*, *Eggerella bradyi*, *Glomospira* sp., *G. charoides*, *Paratrochamminoides* sp., *Rzehakina* sp., *Spirosigmoilinella* sp., *S. compressa*, *Trochamminoides* sp., *T. variolaris*, *T. altiformis*, *Trochamminopsis parvus*. Estas formas se caracterizan por ser planispirales aplanadas y estreptosirales. El morfogrupo M3 alcanza su máxima abundancia del 50% a los 263 m (Figuras 4 y 5).

El morfogrupo M4 se divide en 2 subgrupos distintos. M4a está compuesto por *Ammoscalaria pseudospiralis*, *Cyclammina cancellata*, *Haplophragmoides* sp., *H. emaciata*, *H. excavatus*, *H. kirki*, *H. stomatus*, *H. suborbicularis*, *H. walteri*, *Reticulophragmium* sp., *R. acutidorsatum* y *R. rotundidorsatum*, caracterizadas por formas redondeadas planispirales. Estas formas alcanzan sus valores máximos (>8% de la abundancia total) entre las profundidades 253 m y 228 m (Figuras 4 y 5). Por otro lado, M4b incluye formas elongadas subcilíndricas y elongadas cónicas como *Ammobaculites* sp., *A. agglutinans*, *A. calcareous*, *Dorothia goesi*, *Hormosina velazcoensis*, *Karrerella bradyi*, *K. novangliae*, *K. siphonella*, *Karrerotextularia crassisepta*, *Karrerulina conversa*, *K. horrida*, *Martinotiella* sp., *M. communis*, *Multifidella nodulosa*, *Nodosinum gaussum*, *Pseudonodosinella nodulosa*, *Reophax* sp., *R. duplex*, *R. pilulifer*, *R. subfusiformis*, *Subreophax scalaris*, *Tritaxia barakai*, *Tritaxia pyramidata* y *Tritaxis conica*. Este subgrupo muestra sus formas con valores más altos hacia el techo del pozo (entre 44 a 15 m), y alcanza máximos de 10% de abundancia a 44 metros de profundidad.

A nivel de oxigenación, los géneros subóxicos y óxicos son más constantes a lo largo del núcleo. En promedio son más abundantes los subóxicos con valores superiores

al 60%. Los géneros anóxicos son más constantes y comunes a partir del Oligoceno, y al inicio del Oligoceno alcanzan valores máximos próximos al 60% (Figura 3).

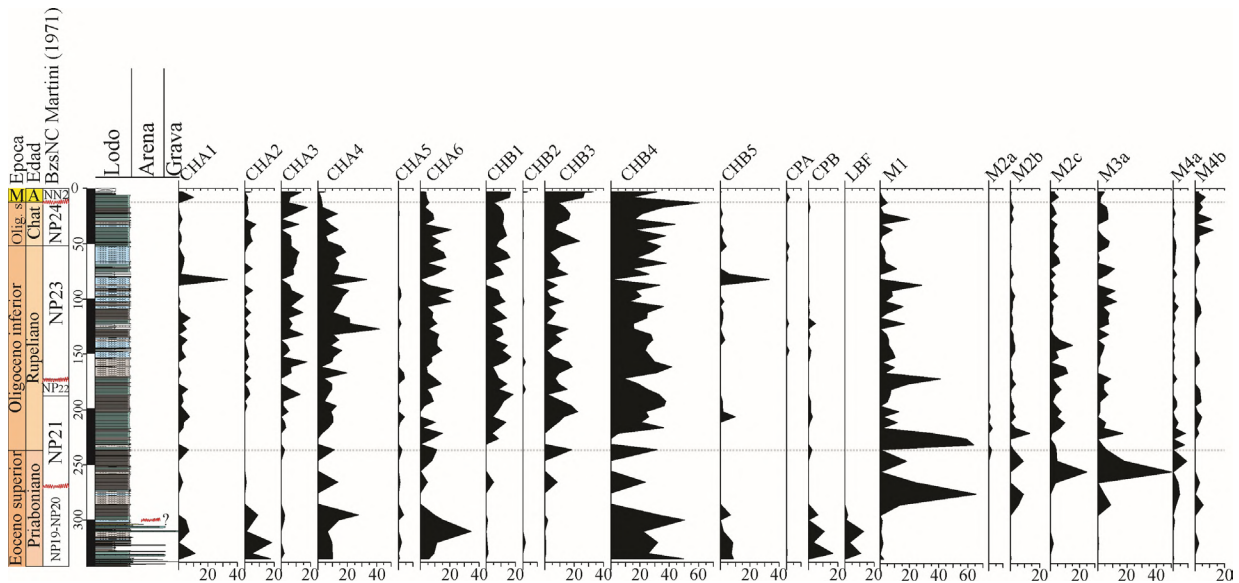


Figura 4. Distribución de los morfogrupos de foraminíferos bentónicos calcáreos y aglutinados en el pozo ANH-SAN JACINTO-1.

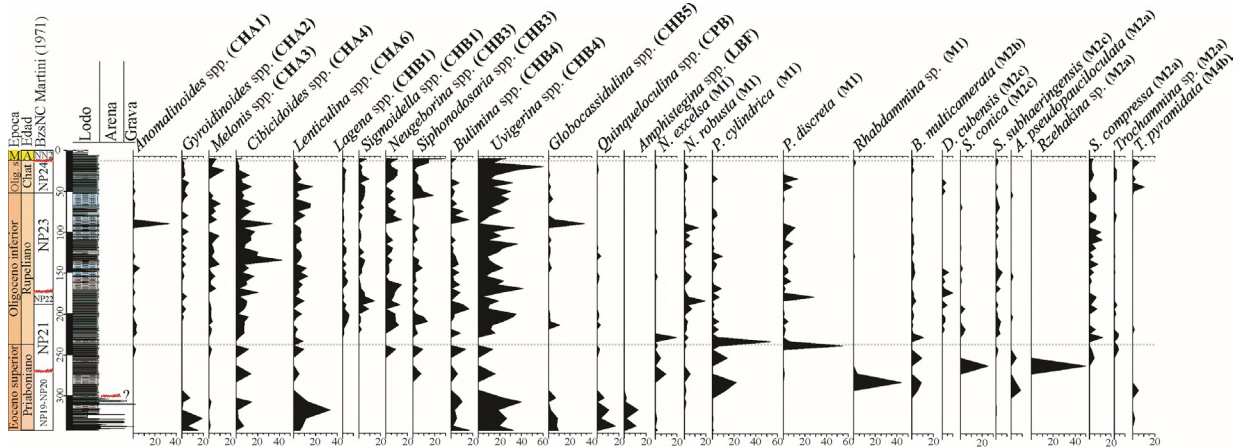


Figura 5. Distribución de los géneros de foraminíferos bentónicos calcáreos y especies de foraminíferos aglutinados más representativos a lo largo del pozo ANH-SAN JACINTO-1.

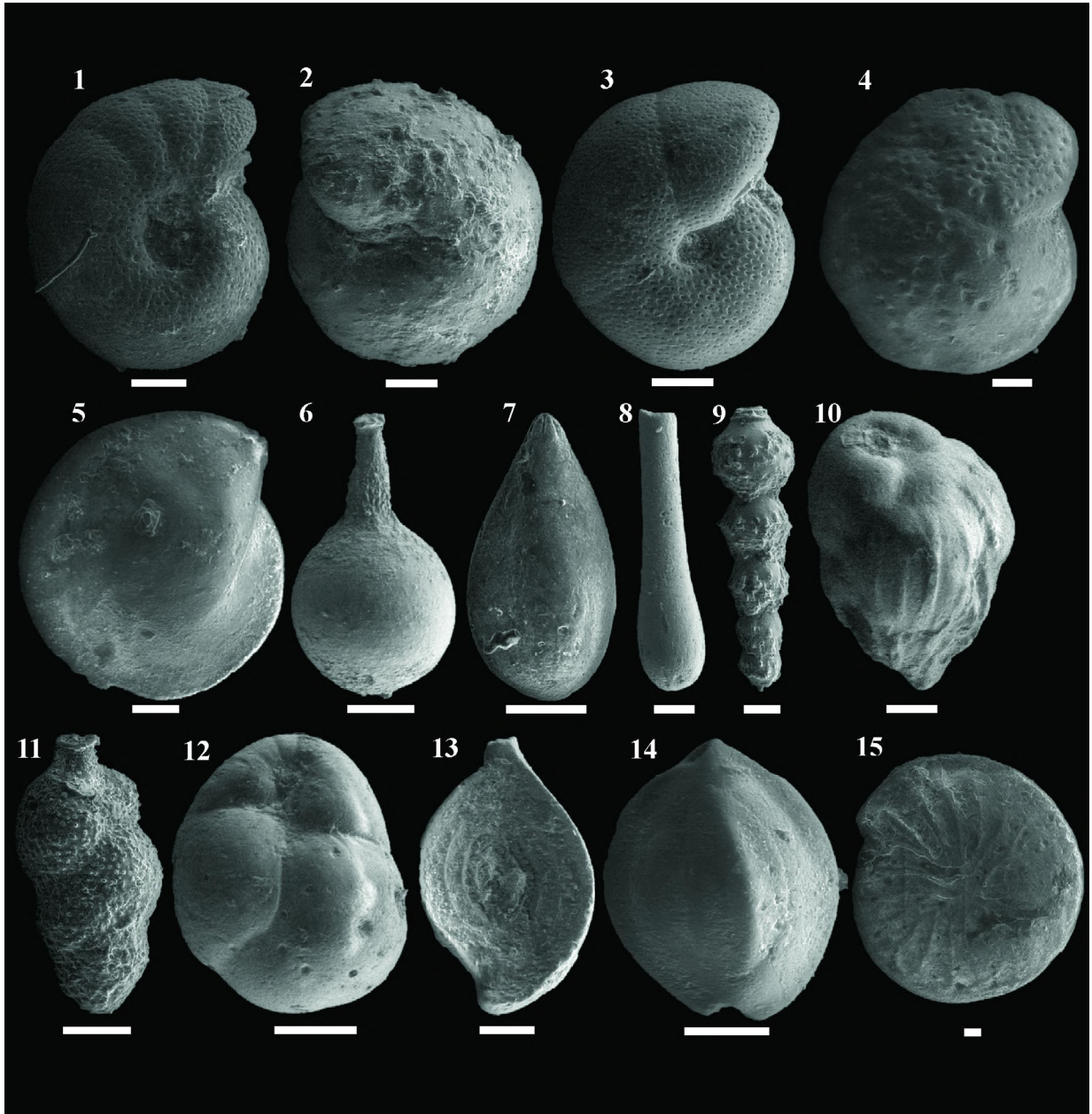


Figura 6. Imágenes de microscopio electrónico de barrido (MEB) de algunas especies que hacen parte de los morfogrupos de foraminíferos bentónicos calcáreos en el pozo ANH-SAN JACINTO-1. 1- *Anomalinooides alazanensis* (morfogrupo CHA1, vista umbilical), 2- *Gyroidinooides dissimilis* (CHA2, vista umbilical), 3- *Melonis pompilliooides* (CHA3, vista umbilical), 4- *Cibicoides mundulus* (CHA4, vista umbilical), 5- *Lenticulina melvilli* (CHA6, vista umbilical), 6- *Lagena* sp. (CHB1), 7- *Sigmoidella seguenzana* (CHB1), 8- *Neugeborina longiscata* (CHB3), 9- *Siphonodosaria jacksonensis* (CHB3), 10- *Bulimina tuxpamensis* (CHB4), 11- *Uvigerina rustica* (CHB4), 12- *Globocassidulina subglobosa* (CHB5), 13- *Spiroloculina communis* (CPA), 14- *Quinqueloculina striata* (CPB). 15- *Amphistegina haueriana* (LBF, vista umbilical). La barra blanca equivale a 100 μ m.

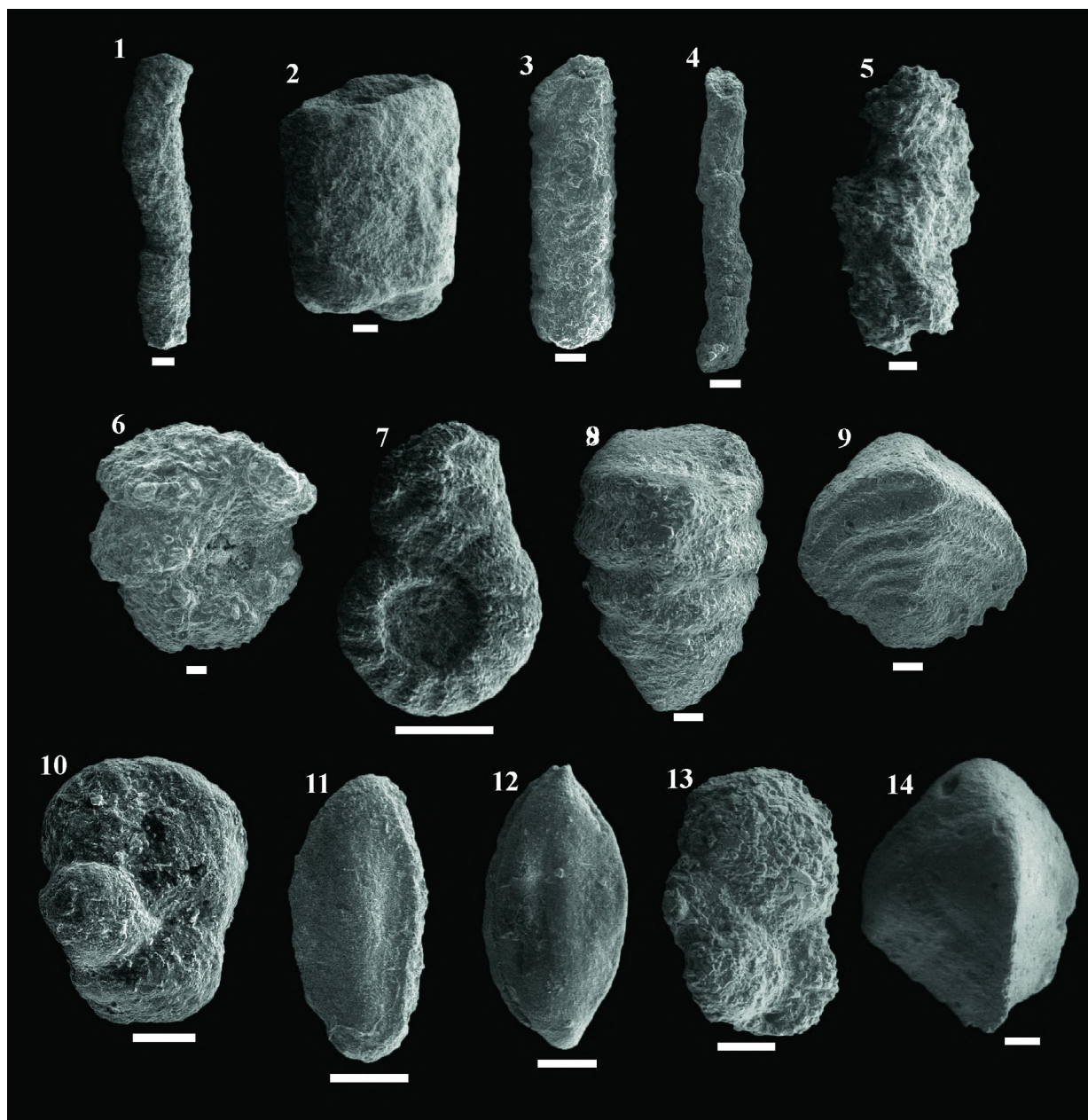


Figura 7. Imágenes de MEB de las especies más comunes de foraminíferos bentónicos aglutinados en el pozo ANH-SAN JACINTO-1. 1- *Nothia excelsa* (morfogrupo M1), 2- *Nothia robusta* (M1), 3- *Psammosiphonella cylindrica* (M1), 4- *P. discreta* (M1), 5- *Rhabdammina* sp. (M1), 6- *Budashevaella multicamerata* (M2b), 7- *Duquepsammina cubensis* (M2c), 8- *Sahulia conica* (M2c), 9- *Spiroplectinella subhaeringensis* (M2c), 10- *Ammosphaeroidina pseudopauciloculata* (M3a), 11- *Rzehakina* sp. (M3a), 12- *Spirosigmoilinella compressa* (M3a), 13- *Trochammina* sp. (M3a), 14- *Tritaxia pyramidata* (M4b). La barra blanca equivale a 100 μ m.

Discusión

Inferencias paleoambientales del pozo ANH-SAN JACINTO-1 en los depósitos del Eoceno superior

En el Eoceno superior, los foraminíferos bentónicos sugieren 2 condiciones paleoambientales diferentes (Figuras 3 y 8). Desde 342 m hasta aproximadamente los 305 m, predominan los foraminíferos de pared calcárea, representados principalmente por los morfogrupos CHA6, CHB4 y CPB; este último compuesto mayoritariamente por el género *Quinqueloculina* spp. (Figuras 4 y 5). Estos morfogrupos están asociados con condiciones subóxicas a bien oxigenadas y profundidades en el espectro nerítico (Parada-Ruffinatti, 1996; Katz *et al.*, 2003; Murray, 2006, 2014; Myhre *et al.*, 2017). En este intervalo, la relación P/B muestra valores bajos, lo que se asocia con batimetrías inferiores a 200 m (Tapia *et al.*, 2022). La presencia del morfogrupo LBF (*Operculina* spp. y *Amphistegina* spp.) indica igualmente ambientes relativamente someros (neríticos), en aguas tropicales, oligotróficas y de subóxicas a bien oxigenadas (Langer y Hottinger, 2000; Roozpeykar y Moghaddam, 2016; Oron *et al.*, 2018).

Entre el final del Eoceno superior y el inicio del Oligoceno inferior (305 y 230 m) se observan fluctuaciones en la riqueza (S) y diversidad (H'), con un rápido incremento y predominio de los foraminíferos de pared aglutinada, especialmente de especies de los morfogrupos M1, M2c y M3a (Figuras 4, 5 y 7). El Morfogrupo M1 es el más abundante en este intervalo, que consiste en foraminíferos aglutinados epifaunales que se alimentan por suspensión y viven adheridos al sustrato (Murray *et al.*, 2011; Kaminski y Ortiz, 2014). Se relacionan, además, con ambientes en los que existen corrientes de fondo suaves y aguas corrosivas (Kaminski y Gradstein, 2005) y con profundidades superiores a 1000 m entre batial inferior a abisal (Figura 8), con un suministro constante de nutrientes en suspensión (Schröder-Adams, 1986).

Las variaciones en la distribución y composición de los foraminíferos bentónicos podrían indicar cambios batimétricos en la cuenca. A 305 m de profundidad, se observa un cambio litológico donde se estableció el límite entre las formaciones San Jacinto y El Carmen (Arias-Villegas *et al.*, 2023). Esta transición se manifiesta en el cambio de areniscas calcáreas con gradación normal, ocasionalmente intercaladas con calizas, relacionadas con procesos turbidíticos. Estos depósitos suprayacidos por estratos de lodolitas y lodolitas calcáreas presentan laminación plana paralela y bioturbación, que junto con las asociaciones de foraminíferos bentónicos podría

asociarse a sistemas marinos profundos.

En la parte central del CPSJ, Duque-Caro *et al.* (1996) identifican una discordancia entre estas formaciones, con un marcado cambio litológico entre niveles de areniscas bioturbadas de la Formación San Jacinto y estratos de lodolitas de la Formación El Carmen. Salazar-Ortiz *et al.*, 2020 describen un cambio de ambientes someros, desde *shoreface* a *foreshore* con deltas dominados por mareas en la Formación San Jacinto, a ambientes desarrollados en profundidades batiales de la Formación El Carmen. Este cambio es interpretado como una transgresión marina que invadió progresivamente el CPSJ desde el norte y el oeste (Mora-Bohórquez *et al.*, 2018; Salazar-Ortiz *et al.*, 2020).

Este aumento en el nivel relativo del mar durante el Eoceno tardío podría estar asociado a un incremento en la subsidencia de las cuencas del Caribe colombiano, tal como fue propuesto por Duque-Caro, 1979 y Mora-Bohórquez *et al.* (2018). Las variaciones en la composición de los foraminíferos bentónicos, con una disminución de especies calcáreas y un predominio de especies aglutinadas, junto con los cambios litológicos en el pozo, reflejan este cambio paleoambiental. Igualmente, la relación P/B en este intervalo muestra un pico alto, lo que podría indicar ambientes más profundos.

La profundización del CPSJ pudo provocar que los hábitats se ubicaran por debajo de la lisoclina y/o por debajo de la profundidad de compensación de la calcita (PCC). Durante el Eoceno medio y tardío, el enfriamiento global incrementó la cantidad de CO₂ disuelto en el océano, lo que aumentó la acidificación en el océano e hizo que la lisoclina y la PCC fueran más someras (Zachos *et al.*, 2001; Rea y Lyle, 2005; Armstrong-McKay *et al.*, 2016). Estas condiciones habrían favorecido la proliferación de foraminíferos aglutinados sobre los calcáreos. Además, el enfriamiento global produjo durante el Eoceno tardío el desarrollo de corrientes corrosivas que se extendieron globalmente (Miller, 1983; Kaminski y Ortiz, 2014; Bordiga *et al.*, 2015). Aunque aún se desconoce cómo la circulación oceánica global influyó el norte de Colombia durante el Paleógeno, es muy posible que la abundancia de foraminíferos bentónicos aglutinados en los depósitos del Eoceno superior se deba a la influencia de estas corrientes. Otra posibilidad, es que estos períodos estuvieran caracterizados por un gran aporte de materia orgánica, lo que habría provocado un pH bajo, y, en consecuencia, una menor disponibilidad de carbonato cálcico disuelto en el océano (Broecker y Peng, 1982; Morse y Mackenzie, 1990). No obstante, el origen de estos sistemas que aportaron altas cantidades de materia

orgánica aún debe ser investigado en los registros marinos del Paleógeno del Caribe colombiano.

Inferencias paleoambientales del pozo ANH-SAN JACINTO-1 en los depósitos del Oligoceno-Mioceno inferior

El inicio del Oligoceno se caracteriza por una disminución de foraminíferos aglutinados y un aumento en los foraminíferos de pared calcárea, aunque con pocos ejemplares porcelanáceos (Figura 3). Esta transición puede explicarse por cambios en la profundidad de la lisoclina y/o la PCC. Los foraminíferos bentónicos aglutinados son comunes en áreas con alta disolución de carbonatos, o zonas por debajo de la lisoclina y la PCC, incluso en regiones con alto flujo orgánico, en donde la materia orgánica se puede oxidar y causar disolución de la interfaz agua-sedimento (Murray, 2006; Schröder-Adams y van Rooyen, 2011). Durante la transición del Eoceno al Oligoceno, la PCC experimentó una profundización significativa y repentina a nivel global, lo cual alteró la química oceánica (Rea y Lyle, 2005). Este cambio favoreció la conservación de los foraminíferos de pared calcárea, mientras que las formas aglutinadas disminuyeron. En el Atlántico Norte, se observó que los foraminíferos aglutinados, especialmente los de los morfogrupos M1, M2 y M3, se vieron afectados y disminuyeron en el límite Eoceno/Oligoceno debido a la profundización de la PCC (Kaminski y Ortiz, 2014). Además, el inicio del casquete glaciar Antártico provocó niveles del mar más bajos (Miller *et al.*, 2020), lo que favoreció una PCC más profunda debido a la exposición de las plataformas calcáreas. Esto permitió que se acumulara más carbonato en el océano, lo que favoreció la proliferación de foraminíferos de pared calcárea (Katz *et al.*, 2005). El incremento de la relación P/B en el pozo a partir del Oligoceno (Figura 3) podría respaldar esta interpretación, ya que indica no solo ambientes profundos con una mayor concentración de foraminíferos planctónicos, sino también una mejor preservación de los microfósiles calcáreos (Figura 8). Los nanofósiles calcáreos en el estudio de Arias-Villegas *et al.* (2023) muestran que estos microfósiles están mejor preservados a partir del Oligoceno, lo que podría reforzar esta interpretación.

No obstante, aunque no se descarta la posibilidad de que un cambio en la profundidad de la cuenca haya podido contribuir a una mejor preservación del carbonato, no se han encontrado evidencias de cambios batimétricos durante este periodo. En realidad, se considera que la cuenca alcanzó un estado de relativa estabilidad tectónica entre finales del Eoceno tardío y

el Oligoceno temprano (Mora-Bohórquez *et al.*, 2018). Otra posibilidad para explicar este cambio en la composición de los foraminíferos bentónicos puede estar relacionado a una mejora en la disponibilidad de nutrientes, en donde los foraminíferos calcáreos pueden proliferar y competir con los aglutinados por recursos. Esta competencia puede resultar en una disminución de los foraminíferos aglutinados, especialmente si los calcáreos son más eficientes en la utilización de los nutrientes disponibles (Gooday, 2003; Fiorini y Jaramillo, 2007; Kaminski y Ortiz, 2014).

Desde el inicio del Oligoceno la diversidad aumenta respecto al Eoceno, y se mantiene casi constante hasta el tope del pozo (Figuras 3 y 4). El predominio del morfogrupo CHB4, compuesto por organismos detritívoros, indica ambientes adaptados a un microhábitat infaunal en sedimentos blandos, en zonas donde el fondo es relativamente estable y hay abundantes nutrientes, principalmente detritos orgánicos y bacterias (Koutsoukos y Hart, 1990). De este grupo, algunos géneros oportunistas como *Bolivina* spp., *Bulimina* spp., *Globobulimina* spp., y *Uvigerina* spp. pueden surgir para aprovechar la disponibilidad de alimento y favorecen un incremento en la diversidad (Lutze y Coulbourn, 1984; Jorissen, 1999; Jorissen *et al.*, 1995, 2007; Gooday, 2003). Desde el comienzo del Oligoceno, y hasta el tope del pozo en el Mioceno inferior, se reconoce el incremento de los morfogrupos CHA2, CHA3, CHB1, CHB2, CHB3, principalmente relacionados con un influjo constante de nutrientes y ambientes mayoritariamente subóxicos a anóxicos (Koutsoukos y Hart, 1990), lo que es soportado por un incremento de los taxones subóxicos como *Bulimina* spp., *Falsoplanulina* spp., *Gyroidina* spp., *Gyroidinoides* spp., *Hansenisca* spp., *Lenticulina* spp. y *Uvigerina* spp., y anóxicos como *Globobulimina* spp. y *Bolivina* spp. (Figura 3). Este cambio en las biocomunidades no se asocia con ninguna variación litológica evidente en la observación macroscópica.

En este intervalo, aunque el morfogrupo M1 sigue siendo el más abundante, las proporciones de los morfogrupos M2c y M3a se asemejan a las de M1. La constancia del morfogrupo M1 probablemente indica condiciones batiales estables. La presencia de los morfogrupos M2c (detritívoros epifaunales, con enrollamiento trocoesprial o formas esféricas que pueden extender sus pseudópodos hasta la superficie del sedimento, incluso, comprenden formas quilladas con modos de enrollamiento mixtos como *Spiroplectamina* y *Spiroplectinella*) y M3a (formas aplanados, estreptospirales aplanadas y trocoespirales

epifaunales como los trocamínidos) sugiere condiciones mesotróficas, caracterizadas por una alta penetración de oxígeno, un flujo constante de carbono orgánico y una máxima diferenciación de microhábitats, lo que aumenta la diversidad (Frontalini *et al.*, 2014).

El constante aporte de nutrientes fomentó el consumo de oxígeno e hizo que el fondo sedimentario se tornara subóxico. Estas observaciones confirman las interpretaciones de Duque-Caro *et al.*, 1996 y Fiorini y Jaramillo (2007), quienes han propuesto para las secuencias del Oligoceno en la parte central del CPSJ ambientes pobres en oxígeno y con alto aporte de nutrientes. Es posible que el aporte de nutrientes se deba al incremento de fitodetritos, asociados a los sistemas fluvio-deltáicos desarrollados al sur de la cuenca (Mora-Bohórquez *et al.*, 2018; Celis *et al.*, 2023; Pardo-Trujillo *et al.*, 2023). Particularmente el morfogrupo M2c (p. ej., *D. cubensis*, *S. conica*) se relaciona con alto aporte de material siliciclástico (Kaminski y Gradstein, 2005;

Murray *et al.*, 2011; Kaminski y Ortiz, 2014), por lo que su constancia en el pozo puede estar relacionado con el origen continental de los fitodetritos (Figura 8).

Hacia la parte superior del Oligoceno y en el Mioceno se registra un importante incremento del morfogrupo aglutinado M4b (*T. pyramidata*) y el calcáreo CHB3 (*Siphonodosaria* spp.) y CHB4 (*Uvigerina* spp.). De acuerdo con Kaminski y Gradstein (2005), Kaminski y Ortiz (2014) y Koutsoukos y Hart (1990), estos morfogrupos se asocian a taxones infaunales profundos, característicos de ambientes pobres en oxígeno y regiones con eutrofismo, asociados a altos niveles de flujo orgánico. Una explicación para este elevado aporte de nutrientes puede estar en las altas tasas de sedimentación y el incremento del aporte de sedimentos hacia las cuencas que se desarrollaron a finales del Oligoceno y comienzos del Mioceno temprano (Mora-Bohórquez *et al.*, 2018).

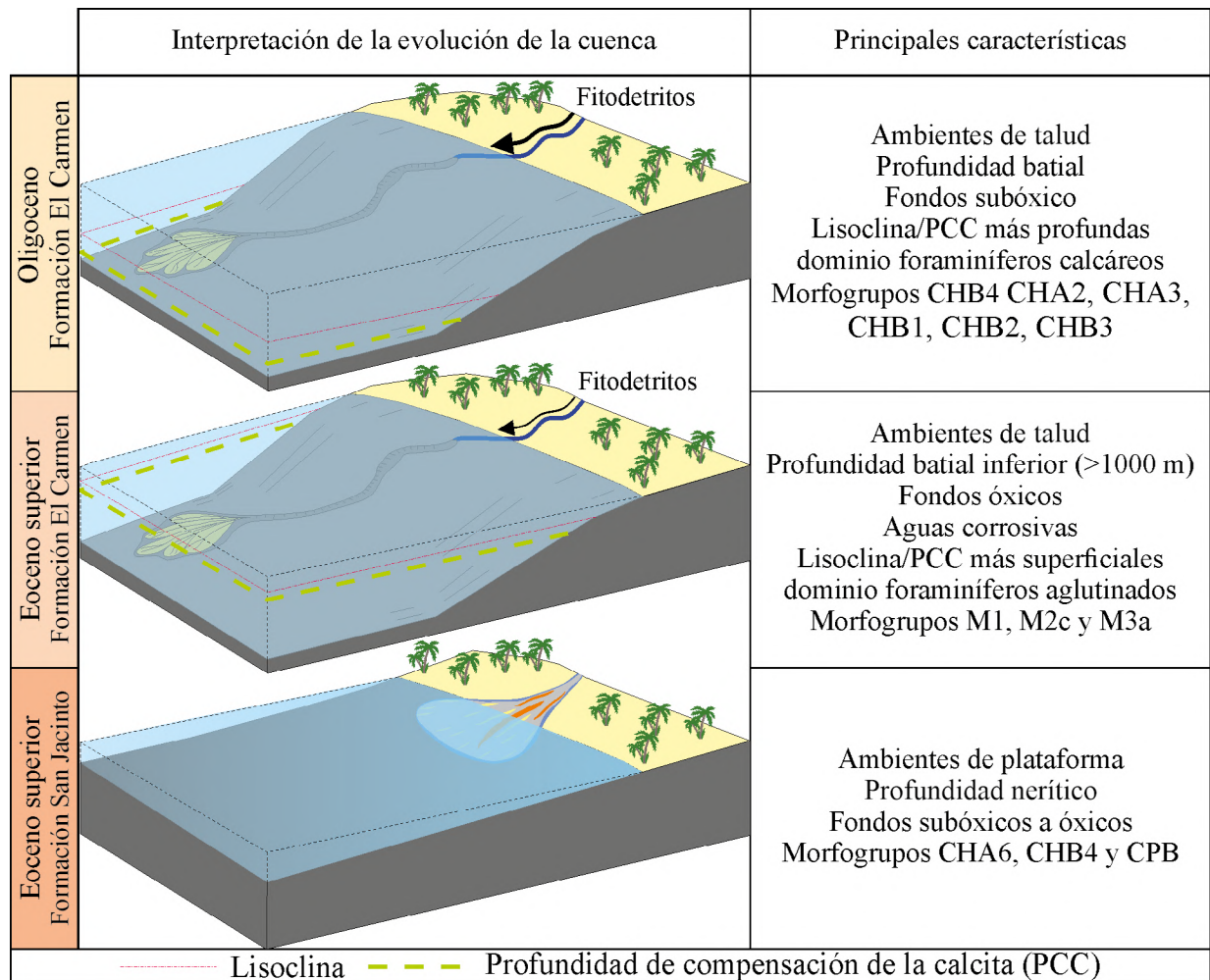


Figura 8. Interpretación de la evolución de la cuenca basado en los foraminíferos bentónicos del pozo ANH-SAN JACINTO-1

Implicaciones paleogeográficas del pozo ANH-SAN JACINTO-1

Las características paleoambientales reveladas por los foraminíferos bentónicos del pozo ANH-SAN JACINTO-1 coinciden con la propuesta de ambientes de depósito de [Petters y Sarmiento \(1956\)](#) en la región de El Carmen de Bolívar. Para ellos, la biozona *Bulimina jacksonensis* del Eoceno superior contiene diferentes géneros de los denominados grandes foraminíferos bentónicos (morfogrupo LBF), entre ellos *Amphistegina* spp., que es abundante en la base del pozo. [Petters y Sarmiento \(1956\)](#) indican que el Eoceno superior se asocia con "depósitos arenosos de aguas poco profundas", lo que podría concordar con los ambientes más superficiales, neríticos, observados entre la base del pozo a 342 m y aproximadamente los 305 m de profundidad.

En contraste, las biozonas del Oligoceno y Mioceno más inferior, posiblemente las biozonas *Cibicidoides perlucidus* y *Globigerina dissimilis*, indican ambientes que abarcan desde la plataforma hasta el talud. Según estos autores, en la región de El Carmen de Bolívar se observa un predominio de formas pelágicas, asociaciones en el rango nerítico externo a batial, lo que sugiere una cuenca profunda. Es importante destacar que [Petters y Sarmiento \(1956\)](#) no observan el cambio entre las formas calcáreas y aglutinadas en el Eoceno superior que se identificaron en el pozo ANH-SAN JACINTO-1.

Por otra parte, [Fiorini y Jaramillo \(2007\)](#) también estudiaron los foraminíferos bentónicos de una sucesión sedimentaria de la Formación El Carmen en la región de El Carmen de Bolívar. Sus resultados indican asociaciones batiales entre la zona batial superior a medio, especialmente con fondos reducidos en oxígeno y ambientes con alto aporte de nutrientes. Aunque el trabajo de estos autores no proporciona un marco temporal que permita comparar sucesiones sedimentarias directamente, sus observaciones coinciden a nivel general con nuestros hallazgos en los niveles del Oligoceno y Mioceno inferior del pozo ANH-SAN JACINTO-1. No obstante, a diferencia de las asociaciones en el pozo, que muestran un predominio de formas calcáreas en el Oligoceno y Mioceno, las muestras de [Fiorini y Jaramillo \(2007\)](#) presentan una mayor constancia y dominancia de formas aglutinadas, lo que sugiere periodos con una menor disponibilidad de carbonato cálcico disuelto, y ambientes ricos en materia orgánica y con pH bajo. El contraste en las abundancias de foraminíferos calcáreos y aglutinados entre el trabajo de [Fiorini y Jaramillo \(2007\)](#) y nuestros resultados tal

vez puede deberse al dinamismo oceanográfico que caracterizó la cuenca durante su sedimentación. Sin embargo, la falta de resolución temporal en el estudio de [Fiorini y Jaramillo \(2007\)](#) limita la posibilidad de realizar comparaciones más precisas.

Conclusiones

El estudio de los foraminíferos bentónicos del pozo ANH-SAN JACINTO-1 revela dos paleoambientes distintos durante el Eoceno tardío, que se relacionan con el cambio litológico entre las formaciones San Jacinto y El Carmen. El primero se caracteriza por el dominio de los foraminíferos bentónicos de pared calcárea (principalmente los morfogrupos CHA6, CHB4 y CPB), relacionados a ambientes de plataforma en profundidades neríticas. En el segundo, dominan los foraminíferos aglutinados de ambientes de talud. La disminución de foraminíferos calcáreos se interpreta como resultado de cambios batimétricos que pudieron hacer que el fondo sedimentario se posicionara por debajo de la lisoclina y/o de la PCC. Durante el Oligoceno, vuelven a ser más abundantes los foraminíferos de pared calcárea (p. ej. CHA2, CHA3, CHB1, CHB2, CHB3), lo cual indica posiblemente una profundización en la PCC y/o lisoclina. Además, es notable un incremento en la diversidad de los foraminíferos bentónicos y en la abundancia de especies subóxicas. Los morfogrupos aglutinados M2c y M3a indican un constante influjo orgánico, mientras que el dominio del morfogrupo calcáreo CHB4 sugiere un alto aporte de nutrientes y bajos niveles de oxígeno en el fondo marino. Hacia la parte alta del Oligoceno superior y el Mioceno inferior, el incremento de especímenes del morfogrupo aglutinado M4b y de los morfogrupos calcáreos CHB3 y CHB4 indica anoxia y un aumento en el influjo de nutrientes en los fondos marinos.

Los cambios observados en las comunidades bentónicas a lo largo del pozo ANH-SAN JACINTO-1 pueden correlacionarse con eventos de magnitud global. Durante el Eoceno tardío, el enfriamiento global provocó un descenso en la profundidad de la lisoclina y la PCC, que afectó a las comunidades bentónicas calcáreas. En este período, predominaron los foraminíferos aglutinados, especialmente el morfogrupo M1, asociado con aguas frías y corrosivas. En contraste, durante el Oligoceno temprano, se produjo una profundización de la lisoclina y/o la PCC a nivel global, probablemente debido a la disminución del nivel del mar tras el establecimiento de un casquete de hielo permanente en la Antártida. Esta disminución del nivel del mar aumentó la exposición de las plataformas, elevó la concentración de carbonato de

calcio en el océano y favoreció el desarrollo de foraminíferos bentónicos calcáreos, como se observa en el pozo desde el Oligoceno temprano.

Agradecimientos

Los autores agradecen la financiación de este estudio proporcionada por el contrato 494-2017 firmado entre la Universidad de Caldas y el Fondo Francisco José de Caldas. Este proyecto forma parte del Convenio Especial de Cooperación 730/327-2016, suscrito entre la Agencia Nacional de Hidrocarburos, el Fondo Nacional para el Financiamiento de la Ciencia, la Tecnología y la Innovación “Fondo Francisco José de Caldas” y el Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación. Además, agradecemos a J.P. Betancur por la elaboración del mapa, a G. Bolaños por la adquisición de imágenes al MEB y a M. Duque-Castaño y S. Celis por la lectura crítica de este manuscrito. También al equipo logístico del IES por su valiosa gestión. Agradecemos a los dos revisores anónimos sus comentarios y sugerencias, que contribuyeron a mejorar notablemente la versión final del manuscrito.

Referencias

- Alegret, L.; Arreguín-Rodríguez, G.J.; Trasviña-Moreno, C.A.; Thomas, E. (2021). Turnover and stability in the deep sea: Benthic foraminifera as tracers of Paleogene global change. *Global and Planetary Change*, 196, 103372. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103372>
- Arias-Villegas, V.; Bedoya-Agudelo, E.L.; Vallejo-Hincapié, F.; Aubry, M.P.; Pardo-Trujillo, A. (2023). Late Eocene to Early Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy from the ANH-San Jacinto- 1 well: Stratigraphic implications for the Sinú-San Jacinto basin in the Caribbean region of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 128, 104470. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104470>
- Armstrong-McKay, D.I.; Tyrrell, T.; Wilson, P.A. (2016). Global carbon cycle perturbation across the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 31(2), 311-329. <https://doi.org/10.1002/2015PA002818>
- Barrero, D.; Pardo-Trujillo, A.; Vargas, C.A.; Martínez, J.F. (2007). *Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and petroleum geology, a new proposal*. Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH).
- Bolli, H.M.; Beckmann, J.P.; Saunders, J.B. (1994). *Benthic foraminiferal biostratigraphy of the South Caribbean region*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511564406>
- Bordiga, M.; Henderiks, J.; Tori, F.; Monechi, S.; Fenero, R.; Legarda-Lisarrí, A.; Thomas, E. (2015). Microfossil evidence for trophic changes during the Eocene–Oligocene transition in the South Atlantic (ODP Site 1263, Walvis Ridge). *Climate of the Past*, 11(9), 1249-1270. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1249-2015>
- Borges-Quadros, F.; Ferreira, E.P.; Viviers, M.C.; Costa, D.S.; Guterres-Vilela, C. (2015). Caracterização paleoambiental de depósitos eocênicos da bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil, com base em morfogrupos de foraminíferos bentônicos e palinóforos. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18(3), 413-428. <https://doi.org/10.4072/rbp.2015.3.07>
- Broecker, W.S.; Peng, T.H. (1982). *Tracers in the sea*. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University.
- Bürgel, H. (1965). El límite Oligo-Mioceno en el Terciario marino de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 12(47), 245-258.
- Celis, S.A.; Rodríguez-Tovar, F.J.; Pardo-Trujillo, A.; García-García, F.; Giraldo-Villegas, C.A.; Gallego, F.; Plata, Á.; Trejos-Tamayo, R.; Vallejo-Hincapié, F.; Cardona, F.J. (2023). Deciphering influencing processes in a tropical delta system (middle-late Eocene? to Early Miocene, Colombian Caribbean): Signals from a well-core integrative sedimentological, ichnological, and micropaleontological analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 127, 104368. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104368>

- Celis, S.A.; García-García, F.; Rodríguez-Tovar, F.J.; Giraldo-Villegas, C.A.; Pardo-Trujillo, A. (2024). Coarse-grained submarine channels: from confined to unconfined flows in the Colombian Caribbean (late Eocene). *Sedimentary Geology*, 459, 106550. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2023.106550>
- Cetean, C.G.; Bălc, R.; Kaminski, M.A.; Filipescu, S. (2011). Integrated biostratigraphy and palaeoenvironments of an upper Santonian – upper Campanian succession from the southern part of the Eastern Carpathians, Romania. *Cretaceous Research*, 32(5), 575-590. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2010.11.001>
- Duque-Caro, H. (1967). Informe bioestratigráfico preliminar Cuadrángulo E-8 y D-9. *Servicio Geológico Nacional*, 37 p.
- Duque-Caro, H. (1968). Observaciones generales a la bioestratigrafía y geología regional en los departamentos de Bolívar y Córdoba. *Boletín de Geología*, 24, 71-87.
- Duque-Caro, H. (1971). Ciclos tectónicos y sedimentarios en el norte de Colombia y sus relaciones con la paleoecología. *Boletín Geológico*, 19(3), 1-23. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol19.3.1971.401>
- Duque-Caro, H. (1975). Los foraminíferos planctónicos y el Terciario de Colombia. *Revista Española de Micropaleontología*, 7(3), 403-427.
- Duque-Caro, H.; Guzmán-Ospitia, G.; Hernández, R. (1996). Geología de la Plancha 38, Carmen de Bolívar, Escala 1:100.000. Memoria explicativa. *Instituto Colombiano de Geología y Minería. INGEOMINAS*, 1-96.
- Duque-Caro, H. (1972). Relaciones entre la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía en el llamado Geosinclinal de Bolívar. *Boletín Geológico*, 19(3), 2568.
- Duque-Caro, H. (1979). Major structural elements and evolution of Northwestern Colombia. En: J.S. Watkins, L. Montadert, P.W. Dickerson (eds.). *Geological and geophysical investigations of continental margins* (pp. 329-352). AAPG. <https://doi.org/10.1306/M29405C22>
- Duque-Caro, H. (1991). Contribution to the geology of the Pacific and the Caribbean coastal areas of northwestern Colombia and South America. Ph.D. Thesis, Princeton University, Princeton, USA.
- Duque-Castaño, M.; Trejos-Tamayo, R.; Osorio-Tabares, L.C.; Angulo-Pardo, E.; Vallejo, F.; Plata, A.; Pardo-Trujillo, A. (2023). Lower to Middle Miocene multiproxy biostratigraphy of the P-18 core-stratigraphic well in Sinú-San Jacinto Basin, Caribbean region of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 123, 104228. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104228>
- Fiorini, F.; Jaramillo, C. (2007). Paleoenvironmental reconstruction of the Oligocene- Miocene deposits of southern Caribbean (Carmen de Bolívar, Colombia) based on benthic foraminifera. *Boletín de Geología*, 29(2), 47-55.
- Flinch, J.F. (2003). Structural evolution of the Sinu-Lower Magdalena Area (Northern Colombia). En: C. Bartolini, R.T. Buffler, J. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics* (pp. 776-796). AAPG. <https://doi.org/10.1306/M79877C35>
- Frontalini, F.; du Châtelet, E.A.; Kaminski, M.A.; Coccioni, R.; Mikellidou, I.; Yaşar, D.; Aksu, A.E. (2014). Distribution of modern agglutinated foraminifera along an inner neritic- to mid-bathyal transect in Saros Bay (Northern Aegean Sea). *Micropaleontology*, 60(1), 27-42.
- GEBCO Compilation Group. (2023). GEBCO 2023 Grid. <https://doi.org/10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b>
- Giraldo-Villegas, C.A.; Rodríguez-Tovar, F.J.; Celis, S.A.; Pardo-Trujillo, A.; Duque-Castaño, M.L. (2023). Paleoenvironmental conditions over the Caribbean Large Igneous Province during the Late Cretaceous in NW of South American margin: A sedimentological and ichnological approach. *Cretaceous Research*, 142, 105407. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2022.105407>
- Gooday, A.J. (2003). Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water palaeoceanography: Environmental influences on faunal characteristics. *Advances in Marine Biology*, 46, 1-90. [https://doi.org/10.1016/s0065-2881\(03\)46002-1](https://doi.org/10.1016/s0065-2881(03)46002-1)

- Gómez, J.; Montes, N.E.; compiladores. (2020). Mapa Geológico de Colombia en Relieve 2020. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá.
- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M.D.; Ogg, G.M. (2020). *Geologic time scale 2020*. Volume 1 and Volume 2. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2020-1-02369-3>
- Guzmán-Ospitia, G. (2007). Stratigraphy and sedimentary environment and implications in the Plato Basin and the San Jacinto Belt northwestern Colombia. Ph.D. Thesis, University of Liège.
- Guzmán-Ospitia, G.; Gómez-Londoño, E.; Serrano-Suárez, B.E. (2004). Geología de los cinturones Sinú, San Jacinto y borde occidental del Valle Inferior del Magdalena. Caribe colombiano. Escala 1:300.000. *Instituto Colombiano de Geología y Minería. INGEOMINAS*, 1-134.
- Hammer, Ø.; Harper, D.A.T.; Ryan, P.D. (2001). Past: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4(1).
- Heinz, P.; Ruschmeier, W.; Hemleben, C. (2008). Live benthic foraminiferal assemblages at the Pacific continental margin of Costa Rica and Nicaragua. *Journal of Foraminiferal Research*, 38(3), 215-227. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.38.3.215>
- Holbourn, A.; Henderson, A.S.; MacLeod, N. (2013). *Atlas of benthic foraminifera*. Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781118452493>
- Jones, R.W. (1994). *The challenger foraminifera*. Oxford University Press.
- Jones, R.W. (2014). *Foraminifera and their applications*. Cambridge University Press.
- Jorissen, F.J. (1999). Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface. En: B.K. Sen Gupta (ed.). *Modern Foraminifera* (pp. 161-179). Kluwer Academic Publishers. https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9_10
- Jorissen, F.J.; de Stigter, H.C.; Widmark, J.G.V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26(1-4), 3-15. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(95)00047-X)
- Jorissen, F.J.; Fontanier, C.; Thomas, E. (2007). Paleocyanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. En: C. Hillaire-Marcel, A. de Vernal (eds.). *Developments in Marine Geology* (pp. 263-325). Vol. 1, Chapter 7. Elsevier Science. [https://doi.org/10.1016/S1572-5480\(07\)01012-3](https://doi.org/10.1016/S1572-5480(07)01012-3)
- Kaiho, K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22(8), 719-722. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0719:BFD OIA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0719:BFD OIA>2.3.CO;2)
- Kaminski, M.A.; Gradstein, F.M. (2005). *Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication 10.
- Kaminski, M.A.; Ortiz, S. (2014). The Eocene-Oligocene turnover of deep-water agglutinated foraminifera at ODP Site 647, Southern Labrador Sea (North Atlantic). *Micropaleontology*, 60(1), 53-66.
- Katz, M.E.; Katz, D.R.; Wright, J.D.; Miller, K.G.; Pak, D.K.; Shackleton, N.J.; Thomas, E. (2003). Early Cenozoic benthic foraminiferal isotopes: Species reliability and interspecies correction factors. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 18(2). <https://doi.org/10.1029/2002PA000798>
- Katz, M.E.; Wright, J.D.; Miller, K.G.; Cramer, B.S.; Fennel, K.; Falkowski, P.G. (2005). Biological overprint of the geological carbon cycle. *Marine Geology*, 217(3-4), 323-338. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.08.005>
- Katz, M.E.; Miller, K.G.; Kaminski, M.A.; Browning, J.V. (2018). Neogene benthic foraminiferal biofacies, paleobathymetry, and paleoenvironments of a Gulf of Mexico transect. *Journal of Foraminiferal Research*, 48(4), 356-372.

- Koho, K.A.; Piña-Ochoa, E. (2012). Benthic foraminifera: Inhabitants of low-oxygen environments. In: A.V. Altenbach, J.M. Bernhard, J. Seckbach (eds.). *Anoxia. evidence for eukaryote survival and paleontological strategies* (pp. 249-285). Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-007-1896-8_14
- Koutsoukos, E.A.M.; Hart, M.B. (1990). Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from the Sergipe Basin, Brazil. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 81(3), 221-246. <https://doi.org/10.1017/S0263593300005253>
- Kranner, M.; Harzhauser, M.; Beer, C.; Auer, G.; Piller, W.E. (2022). Calculating dissolved marine oxygen values based on an enhanced Benthic Foraminifera Oxygen Index. *Scientific Reports*, 12(1), 1376. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-05295-8>
- Kurbjeweit, F.; Schmiedl, G.; Schiebel, R.; Hemleben, C.; Pfannkuche, O.; Wallmann, K.; Schäfer, P. (2000). Distribution, biomass and diversity of benthic foraminifera in relation to sediment geochemistry in the Arabian Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47(14), 2913-2955. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(00\)00053-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(00)00053-9)
- Langer, M.R.; Hottinger, L. (2000). Biogeography of selected "larger" foraminifera. *Micropaleontology*, 46(Supplement 1), 105-126.
- Lohmann, G.P. (1978). Abyssal benthonic foraminifera as hydrographic indicators in the western South Atlantic Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, 8(1), 6-34. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.8.1.6>
- Lutze, G.F.; Coulbourn, W.T. (1984). Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: Community structure and distribution. *Marine Micropaleontology*, 8(5), 361-401. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(84\)90002-1](https://doi.org/10.1016/0377-8398(84)90002-1)
- Magurran, A.E. (1988). *Ecological diversity and its measurement*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-7358-0>
- Manco-Garcés, A.; Marín-Cerón, M.I.; Sánchez-Plazas, C.J.; Escobar-Arenas, L.C.; Beltrán-Triviño, A.; von Quadt, A. (2020). Provenance of the Ciénaga de Oro Formation: unveiling the tectonic evolution of the Colombian Caribbean margin during the Oligocene - Early Miocene. *Boletín de Geología*, 42(3), 205-226. <https://doi.org/10.18273/revbol.v42n3-2020009>
- Martini, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *2nd International Conference Planktonic Microfossils*, Roma.
- Miller, K.G. (1983). Eocene-Oligocene paleoceanography of the deep Bay of Biscay: Benthic foraminiferal evidence. *Marine Micropaleontology*, 7(5), 403-440. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(83\)90018-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(83)90018-X)
- Miller, K.G.; Browning, J.V.; Schmelz, W.J.; Kopp, R.E.; Mountain, G.S.; Wright, J.D. (2020). Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science Advances*, 6(20). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz1346>
- Mora-Bohórquez, J.A.; Oncken, O.; Le Breton, E.; Ibáñez-Mejía, M.; Faccenna, C.; Veloza, G.; Vélez, V.; de Freitas, M.; Mesa, A. (2017). Linking Late Cretaceous to Eocene tectonostratigraphy of the San Jacinto Fold Belt of NW Colombia with Caribbean plateau collision and flat subduction. *Tectonics*, 36(11), 2599-2629. <https://doi.org/10.1002/2017TC004612>
- Mora-Bohórquez, J.A.; Oncken, O.; Le Breton, E.; Mora, A.; Veloza, G.; Vélez, V.; de Freitas, M. (2018). Controls on forearc basin formation and evolution: Insights from Oligocene to Recent tectono-stratigraphy of the Lower Magdalena Valley basin of northwest Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 97, 288-310. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.06.032>
- Mora-Bohórquez, J.A.; Oncken, O.; Le Breton, E.; Ibáñez-Mejía, M.; Veloza, G.; Mora, A.; Vélez, V.; De Freitas, M. (2020). Formation and evolution of the Lower Magdalena Valley Basin and San Jacinto Fold Belt of northwestern Colombia: Insights from Upper Cretaceous to Recent tectono-stratigraphy. In: J. Gómez, D. Mateus (eds.). *The Geology of Colombia* (pp. 21-66). Volume 3, Chapter 2, Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.02>

- Morse, J.W.; Mackenzie, F.T. (1990). *Geochemistry of sedimentary carbonates*. Elsevier.
- Murray, J.W. (2006). *Ecology and applications of benthic foraminifera*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535529>
- Murray, J.W. (2013). Living benthic foraminifera: biogeographical distributions and the significance of rare morphospecies. *Journal of Micropalaeontology*, 32(1), 1-58. <https://doi.org/10.1144/jmpaleo2012-010>
- Murray, J.W. (2014). *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Logman Scientific & Technical. <https://doi.org/10.4324/9781315846101>
- Murray, J.W.; Alve, E.; Jones, B.W. (2011). A new look at modern agglutinated benthic foraminiferal morphogroups: their value in palaeoecological interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309(3-4), 229-241. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.06.006>
- Myhre, S.E.; Kroeker, K.J.; Hill, T.M.; Roopnarine, P.; Kennett, J.P. (2017). Community benthic paleoecology from high-resolution climate records: Mollusca and foraminifera in post-glacial environments of the California margin. *Quaternary Science Reviews*, 155, 179-197. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.009>
- Nagy, J.; Gradstein, F.M.; Gibling, M.R.; Thomas, F.C. (1995). Foraminiferal stratigraphy and paleoenvironments of Late Jurassic to Early Cretaceous deposits in Thakkhola, Nepal. *Micropaleontology*, 41(2), 143-170. <https://doi.org/10.2307/1485949>
- NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, y U.S./Japan ASTER Science Team. (2018). *ASTER Global Digital Elevation Model V003*. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. <https://doi.org/10.5067/ASTER/ASTGTM.003>
- Oron, S.; Abramovich, S.; Almogi-Labin, A.; Woeger, J.; Erez, J. (2018). Depth related adaptations in symbiont bearing benthic foraminifera: New insights from a field experiment on *Operculina ammonoides*. *Scientific reports*, 8, 9560. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27838-8>
- Ospina-Muñoz, A.; Márquez, I.; Vallejo-Hincapié, F.; Salazar-Ríos, A.; Trejos-Tamayo, R.; Celis, S.A.; Plata, A.; Pardo-Trujillo, A. (2023). Calcareous microfossil biostratigraphy of Upper Miocene to Pliocene deposits of the Sinú-San Jacinto Belt, Caribbean region of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 129, 104468. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104468>
- Parada-Ruffinatti, C. (1996). *Foraminíferos del Pleistoceno - Holoceno en el Caribe colombiano*. Editorial Guadalupe.
- Pardo-Trujillo, A.; Plata-Torres, A.; Ramírez, E.; Vallejo-Hincapié, F.; Trejos-Tamayo, R. (2023). Eocene to Miocene palynology of the Amagá Basin (Cauca Valley, Colombia) compared to the Caribbean Region. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 47(185), 925-942. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.1921>
- Petters, V.; Sarmiento, R. (1956). Oligocene and Lower Miocene biostratigraphy of the Carmen-Zambrano area, Colombia. *Micropaleontology*, 2(1), 7-35. <https://doi.org/10.2307/1484490>
- Plata-Torres, A.; Pardo-Trujillo, A.; Vallejo-Hincapié, F.; Trejos-Tamayo, R.; Flores, J.A. (2023). Early Eocene (Ypresian) palynology of marine sediments from the Colombian Caribbean. *Journal of South American Earth Sciences*, 121, 104146. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104146>
- Rea, D.K.; Lyle, M.W. (2005). Paleogene calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 20(1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001064>
- Roopzpykar, A.; Moghaddam, I.M. (2016). Benthic foraminifera as biostratigraphical and paleoecological indicators: An example from Oligo-Miocene deposits in the SW of Zagros basin, Iran. *Geoscience Frontiers*, 7(1), 125-140. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.03.005>

- Salazar-Ortiz, E.A.; Numpaque-Moreno, J.A.; Bernal-Vargas, L.E.; Ocampo, E.; Matajira-Pabón, A.C.; Villabona-Almeyda, J.J.; Gómez-Medina, D.; García-Pérez, G.D.; Méndez-Espinosa, S.C.; Martínez-Prada, E.D.; Sánchez-Celis, D.M.; Sotelo-Salas A. del Pilar; Aguirre, L.M. (2020a). Geología del área Sinú – San Jacinto a escala 1:50.000 en las planchas 23, 24, 30, 31 y parte de las planchas 37 y 38, 541 p.
- Salazar-Ortiz, E.A.; Rincón-Martínez, D.; Páez, L.A.; Restrepo, S.M.; Barragán, S. (2020b). Middle Eocene mixed carbonate-siliciclastic systems in the southern Caribbean (NW Colombian margin). *Journal of South American Earth Sciences*, 99, 102507, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102507>
- Saraswati, P.K. (2021). *Foraminiferal micropaleontology for understanding Earth's history*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2020-0-01137-0>
- Schröder-Adams, C.J. (1986). *Deep-water arenaceous foraminifera in the Northwest Atlantic Ocean*. Ph.D. Thesis Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canadá.
- Schröder-Adams, C.J.; van Rooyen, D. (2011). Response of Recent benthic foraminiferal assemblages to contrasting environments in Baffin Bay and the Northern Labrador Sea, Northwest Atlantic. *Journal of the Arctic Institute of North America*, 64(3), 317-341.
- Schönfeld, J.; Alve, E.; Geslin, E.; Jorissen, F.; Korsun, S.; Spezzaferri, S. (2012). The FOBIMO (FOraminiferal BIo-MONitoring) initiative—Towards a standardised protocol for soft-bottom benthic foraminiferal monitoring studies. *Marine Micropaleontology*, 94-95, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.06.001>
- Sen Gupta, B.K. (2003). *Modern foraminifera*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/0-306-48104-9>
- Shannon, C.E. (1948). A mathematical theory of communication. *The Bell System Technical Journal*, 27(3), 379-423. <https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1948.tb01338.x>
- Silva-Arias, A.; Páez-Acuña, L.A.; Rincón-Martínez, D.; Tamara-Guevara, J.A.; Gómez-Gutiérrez, P.D.; López-Ramos, E.; Restrepo-Acevedo, S.M.; Mantilla-Figueroa, L.C.; Valencia, V. (2016). Basement characteristics in the lower Magdalena valley and the Sinú and San Jacinto fold belts: evidence of a late cretaceous magmatic arc at the south of the Colombian Caribbean. *CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro*, 6(4), 5-35. <https://doi.org/10.29047/01225383.01>
- Tapia, R.; Le, S.; Ho, S.L.; Bassetti, M.A.; Lin, I.T.; Lin, H.L.; Chang, Y.P.; Jiann, K.T.; Wang, P.L.; Lin, J.K.; Babonneau, N.; Ratzov, G.; Hsu, S.K.; Su, C.C. (2022). Planktic-benthic foraminifera ratio (%P) as a tool for the reconstruction of paleobathymetry and geohazard: A case study from Taiwan. *Marine Geology*, 453, 106922. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106922>
- Thomas, F.C.; Murney, M.G. (1985). Techniques for extraction of foraminifers and ostracodes from sediment samples. Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences, 54, 24 p.
- Torres, G.A.; Patarroyo, G.D.; Veloza, G.; Mora, J.A.; Gómez, D.F. (2022). Asociaciones de foraminíferos aglutinados de la Formación San Cayetano en el Cinturón Plegado de San Jacinto (Norte de Colombia). *Boletín de Geología*, 44(1), 75-92. <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n1-2022003>
- Toto, E.A.; Kellogg, J.N. (1992). Structure of the Sinú-San Jacinto fold belt — an active accretionary prism in northern Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(2), 211-222. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90039-2](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90039-2)
- UniCaldas, ANH. (2020). Certificación de estratigrafía física y edad de los núcleos de perforación recuperados por la ANH Cuencas Sinú San Jacinto (SSJ) y Cordillera Oriental (CO) Pozo ANH–San Jacinto–I. Manizales. Reporte Interno.
- Vallejo-Hincapié, F.; Flores, J.A.; Marie-Pierre, A.; Pardo-Trujillo, A. (2023). Contribution to the Cenozoic chronostratigraphic framework of the Caribbean Sinú-San Jacinto Belt of Colombia based on calcareous nannofossils. *Journal of South American Earth Sciences*, 127, 104419. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104419>

- Van Den Akker, T.J.H.A.; Kaminski, M.A.; Grad Stein, F.M.; Wood, J. (2000). Campanian to Palaeocene biostratigraphy and palaeoenvironments in the Foula Sub-basin, west of the Shetland Islands, UK. *Journal of Micropalaeontology*, 19(1), 23-43.
- Van Morkhoven, F.P.C.M.; Berggren, W.A.; Edwards, A.S. (1986). *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera*. Elf Aquitaine.
- Weinkauf, M.F.G.; Milker, Y. (2018). The effect of size fraction in analyses of benthic foraminiferal assemblages: a case study comparing assemblages from the >125 and >150 µm size fractions. *Frontiers in Earth Science*, 6. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00037>
- Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E.; Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, 292(5517), 686-693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>

Fecha de recibido: 06 de febrero de 2024

Fecha de aceptado: 09 de agosto de 2024
