

Evolución de las cuencas Tumaco, Atrato y San Juan sobre una plataforma continua a lo largo del margen pacífico colombiano

***Jeny Alejandra Grajales¹, Ángel F. Nieto-Samaniego², Andrés Tassara¹,
Jairo Alonso Osorio³, Luis Ernesto Ardila⁴, Juan Fernando Martínez⁵**

¹ Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Edmundo Larenas 234, Concepción, Chile.
grajales.jennyalejandra@gmail.com; a.tassara.o@gmail.com; andrestassara@udec.cl

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, C.P. 76230, Querétaro, México.
afns@geociencias.unam.mx

³ Servicio Geológico Colombiano, Diagonal 53 No. 34-53, Bogotá, Colombia.
josorionaranjo@yahoo.com

⁴ Ardila Exploration, Inc., 6418 La Manga Dr., Dallas, Texas 75248 U.S.A.
leardila@gmail.com

⁵ Consultor independiente
jfmartin11@yahoo.es

* Autora de correspondencia: grajales.jennyalejandra@gmail.com

RESUMEN. Numerosos autores han interpretado el margen pacífico colombiano como sucesivas acreciones de terrenos oceánicos, con la generación de cuencas de antearco bajo un régimen tectónico compresivo-transpresivo vigente durante el Cretácico tardío-Mioceno. Existe nueva información adquirida en la última década, consistente en nuevas secciones sísmicas y geológicas reprocesadas, además de información de pozos y columnas estratigráficas. En el presente trabajo se analiza esta nueva información y se hace notar que no presenta coherencia con los modelos de sucesivas acreciones de terrenos oceánicos propuestos a la fecha. Los nuevos datos sugieren que, entre el Cretácico tardío y el Eoceno Medio-tardío, las cuencas costa adentro (*onshore basins*) estuvieron regidas por una extensa plataforma marina, con crecimiento de carbonatos arrecifales hacia el final de ese periodo. Coetáneo a la sedimentación del Cretácico tardío, se presentó magmatismo efusivo, principalmente basáltico. A partir del Oligoceno, la evolución de las cuencas estuvo dominada por procesos diferentes durante tres periodos. Primero, en el Oligoceno-Mioceno temprano, en la cuenca Tumaco y subcuenca San Juan ocurrió un evento transtensional acompañado del emplazamiento de cuerpos ígneos hacia sus bordes orientales, con la generación de estructuras de pilares tectónicos, fosas tectónicas y fallas tipo dominó. En tanto, la subcuenca Atrato presentó hacia su límite sur deformación con fallas inversas locales concentradas en su flanco oriental. Segundo, durante el Mioceno Medio-tardío se levantó el flanco occidental de la cuenca Tumaco, mientras que en la subcuenca San Juan tuvo lugar deformación transpresiva dada por la interacción del sistema de fallas San Juan y Garrapatas. Tercero, durante el Pleistoceno, en la subcuenca Atrato se generó el anticlinal de Baudó asociado a un régimen transpresional. Los resultados aquí expuestos sugieren que no hay evidencia de acreción de terrenos oceánicos en las cuencas estudiadas; tampoco se observan los efectos generados por la presencia de un sistema de subducción durante el Cretácico tardío-Eoceno Medio. Esto abre la posibilidad de que el sistema de subducción en el margen pacífico colombiano haya comenzado en el Oligoceno temprano.

Palabras clave: Plataforma marina, Borde continental, Extensión, Compresión-transpresión.

ABSTRACT. Evolution of the Tumaco, Atrato, and San Juan basins on a continuous platform along the colombian pacific margin. Several authors have interpreted the Colombian Pacific margin as a succession of oceanic terrane accretions, with generation of forearc basins under a compressive-transpressive tectonic regime during the Late Cretaceous-Miocene. New data acquired in the last decade, consisting of reprocessed seismic lines, geological cross-sections, stratigraphic data from wells, and new stratigraphic columns, are analyzed in this study. We suggest that the proposed models of successive terrane accretions are not supported by the new data; rather, the onshore basins were likely controlled by a marine platform from the Late Cretaceous to the Middle-Late Eocene, with reef growth to the end of this period. In the Late Cretaceous, contemporary to the sedimentation stage, effusive magmatism, mainly basaltic, also occurred. Since Oligocene time, the basins were affected by three different tectonic processes. First, during the Oligocene-Early Miocene, an extensional-transensional event occurred in the Tumaco Basin and San Juan Sub-basin, which produced horst and graben structures and domino faults, along with the emplacement of igneous bodies in the eastern flank of the basins. The Atrato Sub-basin was affected by local reverse faulting towards its eastern edge. Second, during the Mid-Late Miocene, the western side of the Tumaco Basin was uplifted, and transpressive deformation occurred in the San Juan Sub-basin as evidenced by the San Juan and Garrapatas fault systems. Finally, in the Atrato Sub-basin, a transpressional regime is evidenced by the Baudó anticline. Our results suggest there is no evidence of oceanic terrane accretions in the abovementioned basins during the Late Cretaceous-Middle Eocene. Furthermore, we do not see evidence of a subduction system during that period. We conclude that subduction in western Colombia could have begun during the Early Oligocene instead.

Keywords: Marine platform, Continental margin, Extension, Compression-transpression.

1. Introducción

El margen pacífico colombiano se extiende por más de 700 km entre los límites políticos de Colombia-Ecuador y Colombia-Panamá. Allí se localizan las cuencas Tumaco (CT) y Chocó, separadas por la falla de Garrapatas y limitadas, al oriente, por la cordillera Occidental. La cuenca Chocó está formada por dos subcuencas, Atrato (SCA) y San Juan (SCSJ), delimitadas por el sistema de fallas San Juan (Fig. 1). Se considera la existencia de estas subcuencas porque difieren en su relleno sedimentario en sus secciones basal y media.

La configuración del margen pacífico colombiano es el resultado de la interacción entre las placas Sudamericana y Farallón-Nazca desde los ~65 Ma hasta el presente. Este es un sistema de subducción con tasas de convergencia variables y ángulos de convergencia desde muy oblicuos hasta ortogonales (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Daly, 1989; Somoza y Ghidella, 2005; Liu *et al.*, 2008; Martinod *et al.*, 2010). Se ha propuesto que dicho sistema dio lugar a la acreción de terrenos oceánicos al continente durante el Maastrichtiano-Eoceno (Cediel *et al.*, 2003) y durante el Mioceno Medio-tardío (Duque-Caro, 1989, 1990a; Cediel *et al.*, 2003; Spikings *et al.*, 2005; Villagómez y Spikings, 2013; Restrepo y Toussaint, 2020). Los modelos que consideran la aloctonía de los terrenos que conforman la región occidental colombiana coinciden, de manera general, en que el mecanismo de acreción oblicua generó zonas de deformación complejas, con diferentes

grados de facies metamórficas (Fig. 1). En la cuenca Tumaco, los trabajos más recientes publicados sobre esta región (Marcaillou y Collot, 2008; López, 2009; Borrero *et al.*, 2012; López-Ramos, 2020), basan sus interpretaciones en la propuesta de Dickinson y Seely (1979), el cual trata sobre las características primarias del desarrollo de cuencas de antearco en un ambiente de margen acrecional. Por su parte, la evolución al norte, en la cuenca Chocó, hace parte de los terrenos alóctonos que fueron acrecionados al continente durante el Mioceno (Montes *et al.*, 2019; Cardona *et al.*, 2020) y fue dada a partir de la evolución de un arco magmático en el Cretácico tardío (arco Baudó) (Suárez-Rodríguez, 2007).

En un sistema de terrenos oceánicos acrecionados la configuración de la corteza superior debería corresponder a la de un ambiente compresional, con acortamiento horizontal y engrosamiento vertical por apilamiento de bloques: características que se han descrito, por ejemplo, en la acreción del terreno Yakutat en Canadá y Alaska bajo un régimen transpresivo (Bruhn *et al.*, 2004, 2012; Ricketts, 2019). Se esperaría también que la distribución de la sedimentación esté condicionada a la erosión de los terrenos oceánicos acrecionados y, en el caso de las cuencas de antearco, al crecimiento del prisma acrecional (*e.g.*, Noda, 2016; Mannu *et al.*, 2017).

En este trabajo se presenta la integración tanto de secciones sísmicas como geológicas, así como la recopilación de análisis de pozos y columnas estratigráficas, además de la reinterpretación de los datos publicados a la fecha en el área de estudio.

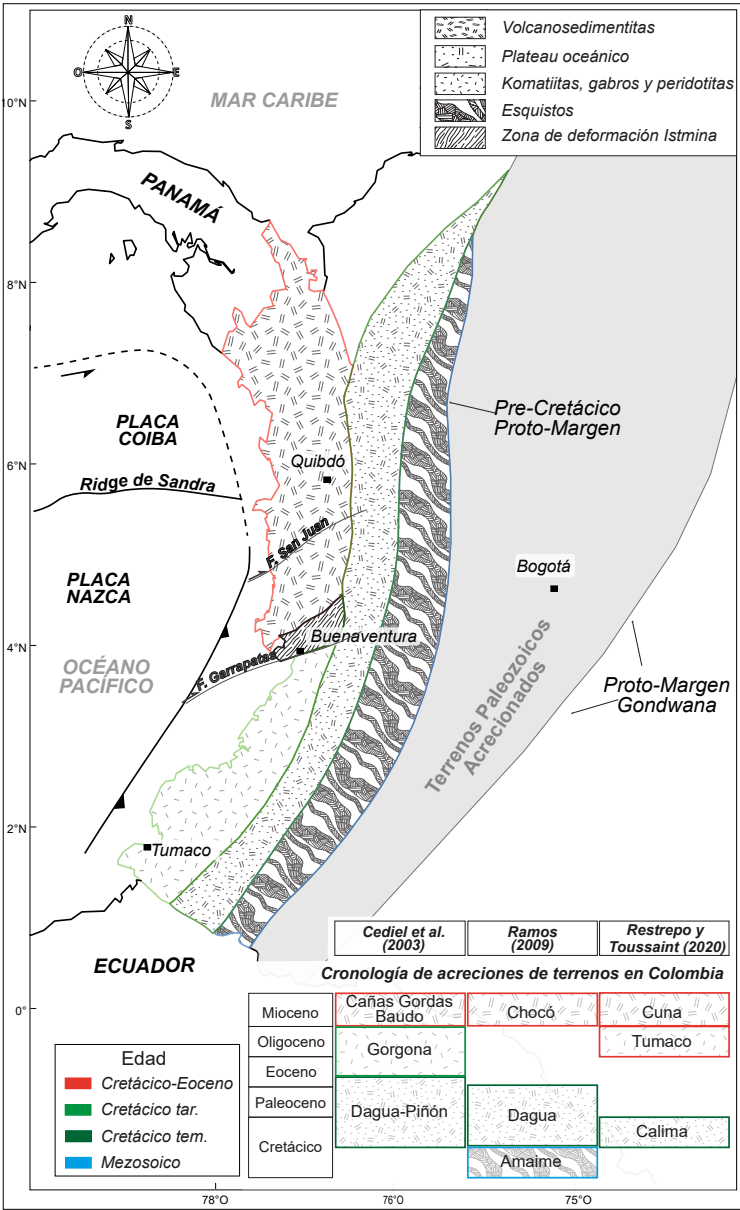


FIG. 1. Marco tectónico de los Andes de Colombia. Los colores indican la edad de acreción y el tramado, la litología de los terrenos al borde del continente. Basado en los trabajos de Cediel *et al.* (2003), Acosta *et al.* (2007), Ramos (2009) y Restrepo y Toussaint (2020).

Se sugiere que las estructuras presentes en el borde continental, al igual que la distribución de las facies sedimentarias, corresponden en realidad al desarrollo de una plataforma continua durante el Cretácico tardío y el Eoceno Medio-tardío. El objetivo de la presente contribución es, por lo tanto, mostrar que, aunque

el modelo de terrenos acrecionados al continente en el margen pacífico colombiano es corriente en la literatura, este modelo no se ajusta a los datos aquí analizados. Se propone aquí un esquema evolutivo para las cuencas del margen colombiano en su conjunto, desde el Cretácico tardío al Mioceno-Plioceno.

2. Marco tectónico

Entre el Cretácico tardío y el Mioceno tardío, el margen colombiano estuvo caracterizado por la subducción de las placas Farallón-Nazca por debajo de la placa Sudamericana. Diversos autores han documentado variaciones en la velocidad y el ángulo de convergencia (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Daly, 1989; Somoza y Ghidella, 2005; Liu et al., 2008; Martinod et al., 2010; Maloney et al., 2013). Durante el Cretácico tardío, el proceso de subducción formó estructuras de fosas y pilares tectónicos paralelos a la trinchera, cerca de la placa oceánica, y se emplazaron intrusivos toleíticos bajos en potasio que, posteriormente, fueron yuxtapuestos al borde del continente (Barrero, 1979). Entre los 25-23 Ma tuvo lugar la partición de la placa Farallón en las placas Coiba y Nazca (Lonsdale, 2005), lo que indujo un cambio de velocidad y dirección de convergencia (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Daly, 1989; Somoza y Ghidella, 2005; Martinod et al., 2010).

Diferentes trabajos consideran eventos de acreción de terrenos oceánicos al margen colombo-ecuadoriano entre el Cretácico tardío y el Mioceno, ocurridos en un régimen tectónico compresivo derivado del sistema de subducción (Feininger y Bristow, 1980; Evans y Whittaker, 1982; McCourt et al., 1984; Feininger, 1987; Aspden y Litherland, 1992; Estrada, 1995; Kerr et al., 1997, 2002; Spikings et al., 2001, 2005; Hughes y Pilatasig, 2002; Cediel et al., 2003; Ramos, 2009; Villagómez y Spikings, 2013; Barbosa-Espitia et al., 2019; Montes et al., 2019; Cardona et al., 2020).

El conjunto de terrenos acrecionados abarca la parte más occidental de las cordilleras Central y Occidental de Colombia (Cediel et al., 2003; Boschman et al., 2014). Los terrenos Dagua-Piñón, Tumaco (también llamado terreno Gorgona) y Cañas Gordas (Fig. 1) están conformados por basaltos de meseta oceánica y arcos de islas toleíticos, con ocasionales lavas calcoalcalinas (Kerr et al., 2002; Pindell et al., 2005; Kennan y Pindell, 2009; Pindell y Kennan, 2009; Restrepo y Toussaint, 2020). Dagua-Piñón y Tumaco se ubican en la cuenca Tumaco y son considerados su basamento. El primero fue acrecionado durante el Paleoceno-Eoceno temprano (Cediel et al., 2003) y el segundo durante el Oligoceno. El terreno Cañas Gordas, compuesto de secuencias oceánicas volcanosedimentarias dominadas por basaltos y andesitas del Cretácico Superior-Medio,

fue acrecionado al norte del sistema de falla de Garrapatas durante el Mioceno (Fig. 1). Este terreno es parte del bloque Panamá-Chocó y conforma el basamento de la cuenca Chocó (Cediel et al., 2003; Luzieux et al., 2006; Ramos, 2009).

Para explicar la acreción del bloque Panamá-Chocó, Cardona et al. (2018) y Barbosa-Espitia et al. (2019) consideran un modelo de doble subducción con un punto triple a la latitud de Ecuador, la cual estuvo activa durante el Paleoceno-Oligoceno Temprano. El límite sur del bloque Panamá-Chocó es incluido en la falla de Garrapatas (Duque-Caro, 1990a; Cediel et al., 2003; Suárez-Rodríguez, 2007) y el límite oriental, en la zona de falla de Uramita, considerada por Duque-Caro (1990a) como la zona de sutura de la acreción (Fig. 2).

Sobre los basamentos descritos están las cuencas de Tumaco (TC) y Chocó, esta última conformada por las subcuencas San Juan (SCSJ) y Atrato (SCA) (Fig. 2). La cuenca Chocó es considerada como parte del bloque Panamá-Chocó una vez que este fue acrecionado (Etayo-Serna et al., 1983; Duque-Caro, 1990a; Cediel et al., 2003). La subcuenca SCSJ fue definida como una cuenca de *pull apart*, asociada al desplazamiento dextral de las fallas San Juan y Garrapatas a partir del Oligoceno-Mioceno (Petrobras-Ecopetrol, 2002¹; Suárez-Rodríguez, 2007). Por su parte, la SCA ha sido clasificada como una cuenca de intrarco, asociada al arco magmático de Baudó (Suárez-Rodríguez, 2007). En contraste, Bedoya et al. (2009) la clasifican como una cuenca de antearco.

Hacia el sur, la evolución de la cuenca Tumaco ha sido interpretada separadamente de las subcuencas SCSJ y la SCA. La formación de esta cuenca ha sido relacionada con el crecimiento y deformación de un prisma acrecional, asociado al sistema de subducción (Luzieux et al., 2006; Marcaillou y Collot, 2008; López, 2009; Borrero et al., 2012). El registro sedimentario de ella registra la transición de un régimen transpresional durante el Eoceno tardío a compresional en el Mioceno Medio, el cual persiste hasta el día de hoy (López-Ramos, 2020). Este régimen compresivo dio lugar al levantamiento de su flanco occidental, por lo que la cuenca Tumaco se ha catalogado como una cuenca de doble antearco (López-Ramos, 2020).

3. Sistema de relleno de las cuencas

Las secuencias sedimentarias depositadas en las cuencas del borde continental colombiano han sido

¹ Petrobras-Ecopetrol, 2002. Regional evaluation analysis, central Pacific Project (offshore-onshore portion). Reporte especial.

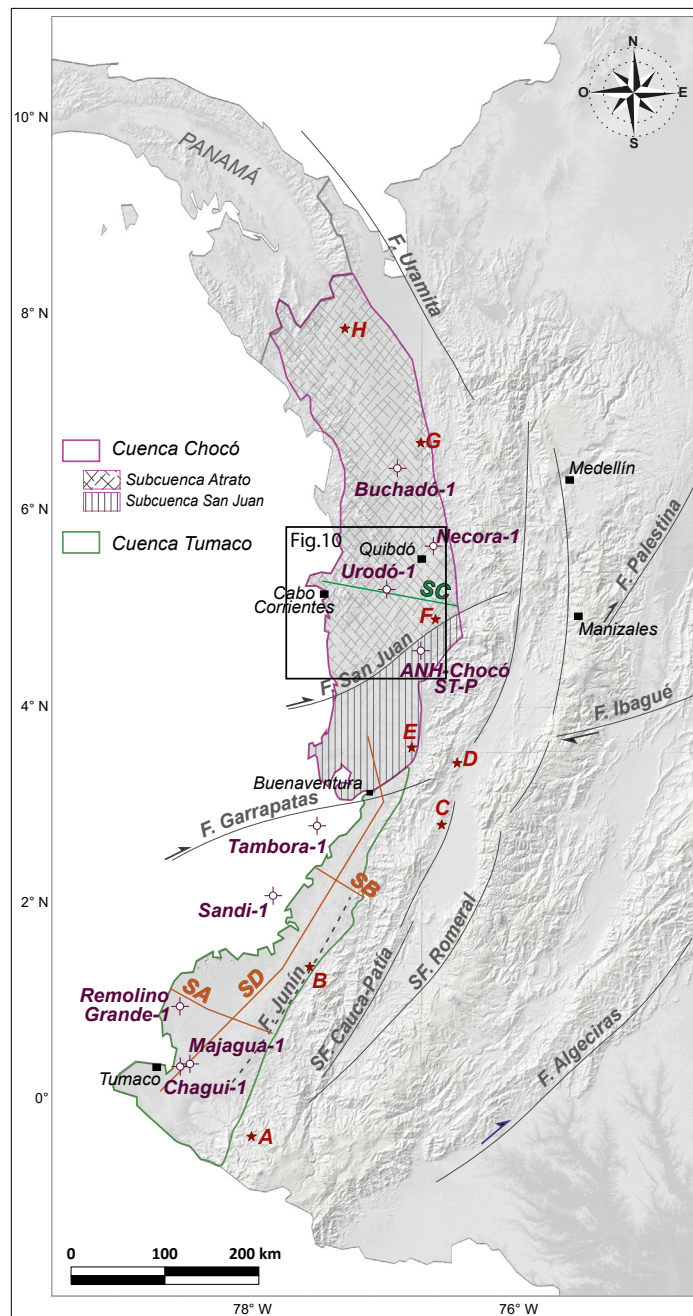


FIG. 2. Localización de las cuencas, pozos, líneas sísmicas, secciones estructurales y columnas estratigráficas utilizadas en este trabajo. Las estrellas rojas marcan la ubicación de las secciones estratigráficas mostradas en la figura 4. **A:** Ricaurte, **B:** Río Napi, **C:** Guachinte, **D:** Calima-Darién, **E:** Agua Clara (ANH-CPC, 2014), **F:** Columna generalizada de la subcuenca Atrato (ANH-Dunia, 2006), **G:** Río Murri y **H:** Río Salaquí (Haffer, 1967). Las líneas color naranja muestran la ubicación de las secciones sísmicas SA, SB y SD, y la verde, la ubicación de la sección estructural SC al sur de la subcuenca Atrato. **SA:** líneas sísmicas NT-1992-2840 y NT-1990-2870, depocentro Tumaco, **SB:** línea sísmica TB-1991-7810, depocentro San Juan y **SD:** líneas sísmicas TB-1991-1110, TB-1991-1120 y TB-1991-1130, depocentros Tumaco y San Juan. **SC:** sección estructural depocentro Atrato. Se indica la ubicación de los pozos de referencia (Chagui-1, Majagua-1, Remolino Grande-1, Sandi-1, Tambora-1, ANH-Chocó ST-P, Urodó-1, Necora-1 y Buchadó-1). **F:** Falla, **SF:** Sistema de fallas.

reportadas por diferentes autores (Nelson, 1962; Haffer, 1967; Barrero, 1979; McCourt *et al.*, 1984; Nivia *et al.*, 1997; Pardo-Trujillo *et al.*, 2002a,b; Ingeominas, 2003a; ANH-Ucaldas, 2011; Borrero *et al.*, 2012; ANH-CPC, 2014²; ANH-GRP, 2014³; Echeverri *et al.*, 2016; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020). En este estudio, tales secuencias se han agrupado en dos periodos: Maastrichtiano-Eoceno Medio y Oligoceno-Plioceno, debido a un cambio en la

evolución de las cuencas costa adentro. Como resultado, se describen dos secuencias principales, una preoligocena y otra posoligocena. Dentro de las primeras resaltan las siguientes discordancias: sub-Paleoceno, sub-Eoceno Medio y sub-Oligoceno (Fig. 3). En la secuencia posoligocena, en tanto, se reconocen las discordancias del sub-Mioceno, sub-Mioceno Medio y Mioceno Superior (Pardo *et al.*, 2020). También se ha reportado para la zona dos hiatos

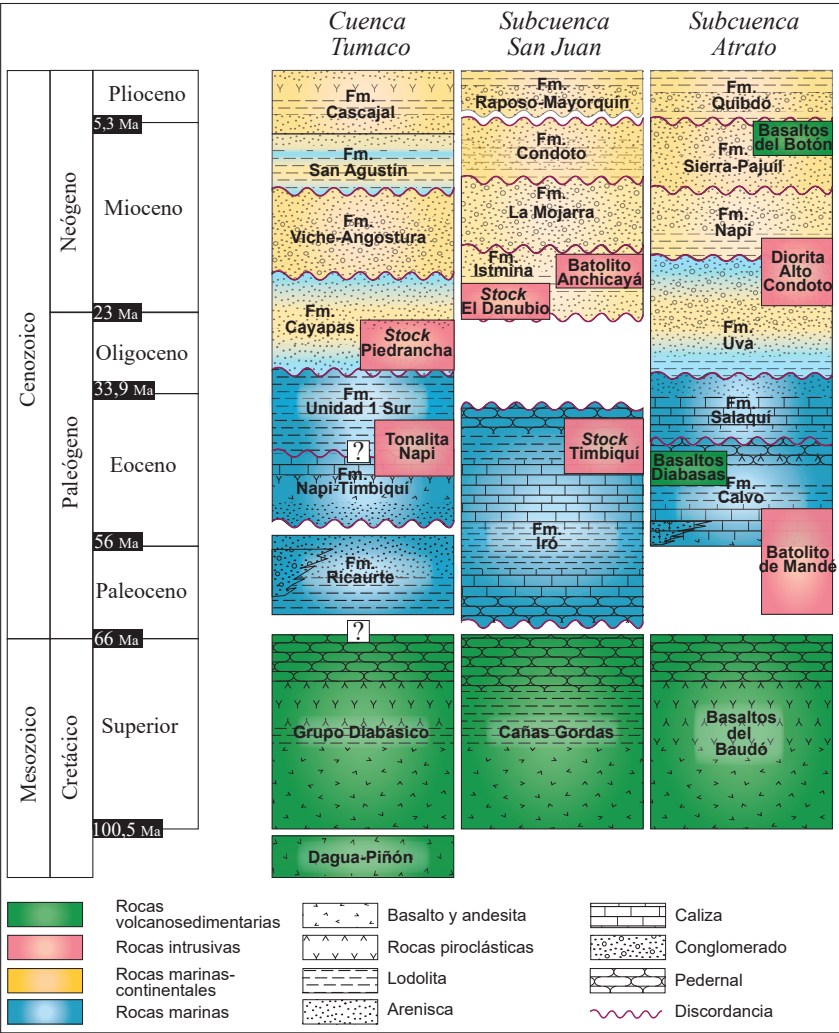


FIG. 3. Estratigrafía de las cuencas costa adentro del margen colombiano. Información extraída de ANH-Dunia (2006), ANH-EAFIT (2007), Borrero *et al.* (2012), ANH-GRP (2011, 2014) y Echeverry *et al.* (2016).

² ANH-CPC (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Consorcio Pacifico Colombiano). 2014. Tectonoestratigrafía de las secuencias preoligocenas de la margen pacífica colombiana. Reporte especial.
³ ANH-GRP (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Geología Regional y Prospección Ltda.). 2014. Cartografía geológica a escala 1:100.000 de las planchas 298, 299, 318, 319, 320, 341, 342 y 363, localizadas en las Cuencas Tumaco, Cauca-Patía y Cordillera Occidental en los Departamentos de Cauca y Valle. Reporte Especial.

sedimentarios importantes: pos-Cretácico Superior-pre-Eoceno (Haffer, 1967; Mera y Piragua, 2000) y pos-Eoceno Medio-pre-Oligoceno Superior (Haffer, 1967; Texaco, 1990⁴). En la cuenta Tumaco se han identificado hiatos en el Cretácico Medio-Superior, Paleoceno Superior-Eoceno Superior, Eoceno Medio y Mioceno Medio (López-Ramos, 2020).

3.1. Estratigrafía de las secuencias del Maastrichtiano-Eoceno Medio

3.1.1. Cuenca Tumaco

Para esta cuenca se toman como referencia las columnas estratigráficas A y B (Fig. 2), ubicadas sobre la cordillera Occidental, en el flanco oriental de la CT. Estas columnas son representativas de las secuencias sedimentarias continuas y subhorizontales depositadas desde finales del Cretácico tardío hasta el Eoceno Medio (ANH-CPC, 2014; ANH-GRP, 2014).

Maastrichtiano-Paleoceno

En la columna estratigráfica A (Fig. 4), se reconocen secuencias volcanosedimentarias conformadas por gruesas capas de tobas de lapilli seguidas por intercalaciones de tobas de ceniza, capas de pedernal y basaltos, de edad maastrichtiana (Grupo Diabásico y Grupo Dagua) (Nelson, 1962; Barrero, 1979; Nivia *et al.*, 1997; Cediél *et al.*, 2003). Análisis petrográficos en basaltos toleíticos de esta secuencia evidencian improntas de afinidad continental debido a la presencia de fragmentos tanto de cristales de cuarzo metamórfico como de areniscas (ANH-CPC, 2014).

La presencia de lutitas fisibles, bioturbados de ambientes hemipelágicos y calizas micríticas, sugieren una sedimentación coetánea a la emisión de rocas volcánicas (Borrero *et al.*, 2012; ANH-GRP, 2014). Capas tabulares de lutitas con intercalaciones esporádicas de areniscas cuarcíferas de grano fino se depositaron sobre la secuencia volcanosedimentaria. Hacia el techo de la secuencia se observan abundantes capas onduladas de cuarzo, areniscas y calizas lodosas tipo *wackestone* con gradación inversa. Por su posición estratigráfica, se estima para estas rocas una edad paleocena inferior (Daniano-Selandiano), debido a que están cubiertas por gruesos paquetes de secuencias clásticas-carbonáticas de las series

Eoceno Inferior-Eoceno Medio (Secciones A y B), cuya edad se conoce a partir del contenido de foraminíferos planctónicos en las capas de caliza, con presencia del género *Acarinina* y ausencia de *Morozovéllidos* (ANH-GRP, 2014).

Asimismo, en la sección A, la parte inferior de la secuencia de lutitas fisibles fue intruida por diques datados en $57,6 \pm 5,0$ Ma (K-Ar en roca total; ANH-Ucaldas, 2011), edad que coincide con la estimada sobre la base de su contenido de foraminíferos (*Archaeoglobigerina* sp., *Globotruncanella petaloidea*, *Globuligerina* sp., *Guembelitra cretacea*, *Heterohelix striata*, *Pseudoguembelina* sp., *Pseudotextularia elegans*, *Rugotruncana* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Rugoglobigerina macrocephala*) (ANH-CPC, 2014).

En el pozo Remolino Grande-1 (Fig. 5), los informes originales de descripción de zanja realizados durante la perforación del pozo especifican que las secuencias encontradas entre 1.828,8 m y 2.194,5 m corresponden a niveles de conglomerados con rocas volcánicas e intrusivas (diabasas, basaltos y microgabros), intercalados con delgados niveles de lutitas y areniscas lodosas. Bajo estas secuencias hay una sucesión volcanosedimentaria con niveles de lutitas y areniscas finas con intercalaciones de basaltos y microgabros, a los que se les han estimado edades posteriores a los 75,8 Ma a partir de dataciones K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total (Robertson Research Inc., 1981⁵; ANH-Ucaldas, 2010⁶).

Eoceno Inferior-Medio

Esta sección está constituida por capas gruesas de cuarzoareniscas con ocasionales niveles delgados de lutitas y calizas lodosas tipo *wackestone*, datados en la columna estratigráfica B a partir de foraminíferos planctónicos (Annells *et al.*, 1988; ANH-GRP, 2014), seguidas por secuencias de lutitas con capas esporádicas de areniscas. Estas rocas corresponden a parte de la Formación Timbiquí, la cual está conformada por andesitas, dacitas, riolitas, tobas y secuencias clásticas con cemento carbonático. En dicha formación, las tobas corresponderían a depósitos de caída asociados a un evento volcánico generado cerca de un margen continental activo (Annells *et al.*, 1988). Depósitos volcánicos equivalentes fueron también descritos al norte de la CT por Barrero (1979), Álvarez y González (1978), Parra (1983), e Ingeominas (2002, 2003a).

⁴ Texaco (Texas Petroleum Company). 1990. Área de asociación Istmina. Informe Geológico 2352, Centro de información, GEX, ECOPETROL, Bogotá, Colombia.

⁵ Robertson Research Inc. 1981. Biostratigraphic, geochemical and petrological analysis of samples from Arco Well Remolino Grande-1, Colombia. Reporte inédito No. 318: 75 p. Houston, Texas, United States.

⁶ ANH-Ucaldas (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad de Caldas). 2010. Cartografía geológica a escala 1:100.000 (Cuenca Tumaco). Perforación de pozos estrechos (tipo slim hole), análisis de rípios de tres pozos perforados en el área, análisis de líneas sísmicas. Reporte Especial.

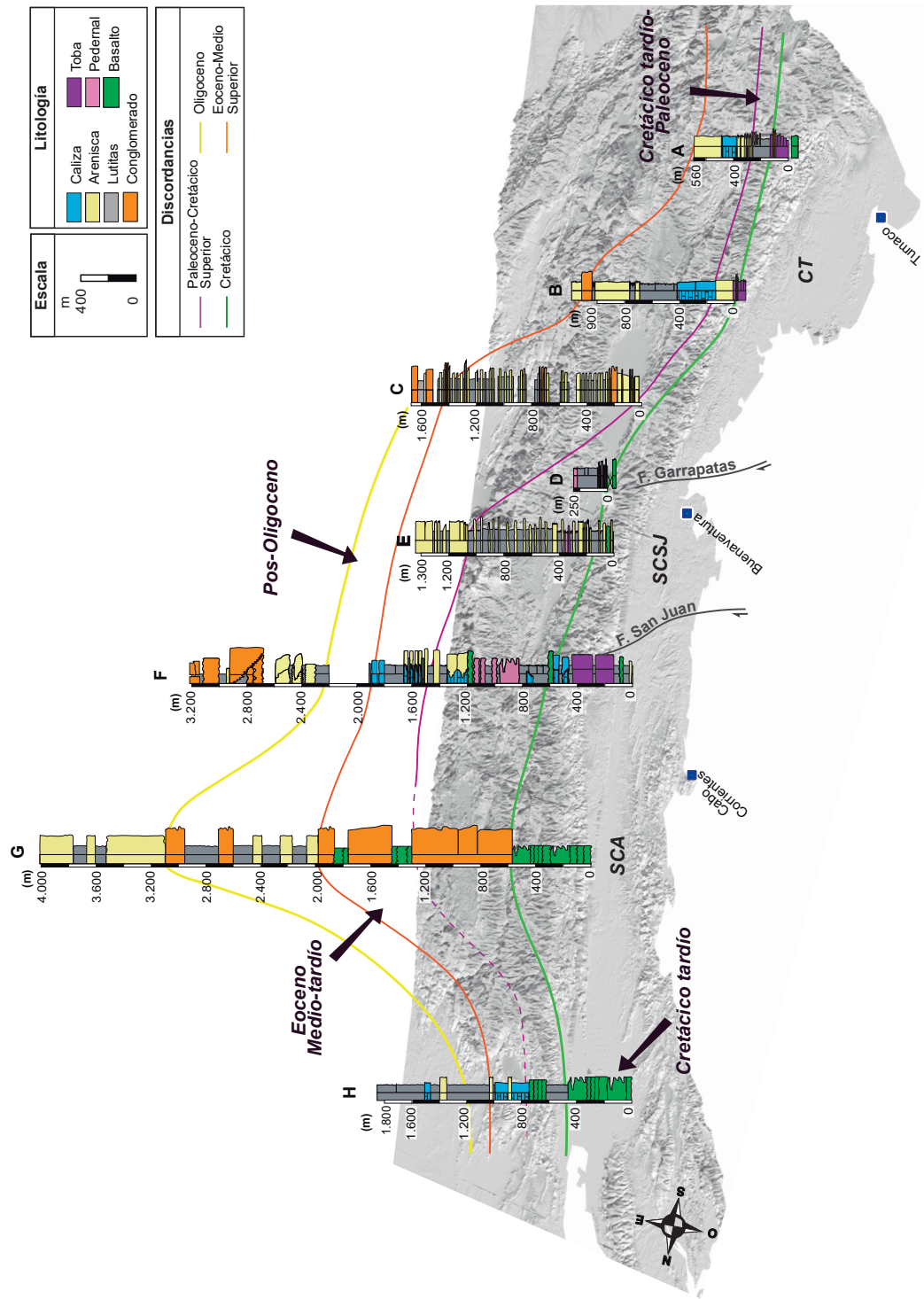


FIG. 4. Correlación de las secuencias del Cretácico tardío-Oligoceno en el margen pacífico colombiano. A: Ricaurte (560 m), B: Río Napi (900 m), C: Guachinte (1.600 m), D: Calima-Darién (250 m), E: Agua Clara (1.300 m), F: Columna generalizada de la subcuenca Atrato (3.200 m), G: Río Murri (4.000 m) y H: Río Salaquí (1.800 m). Las secciones G y H representan espesores estimados.

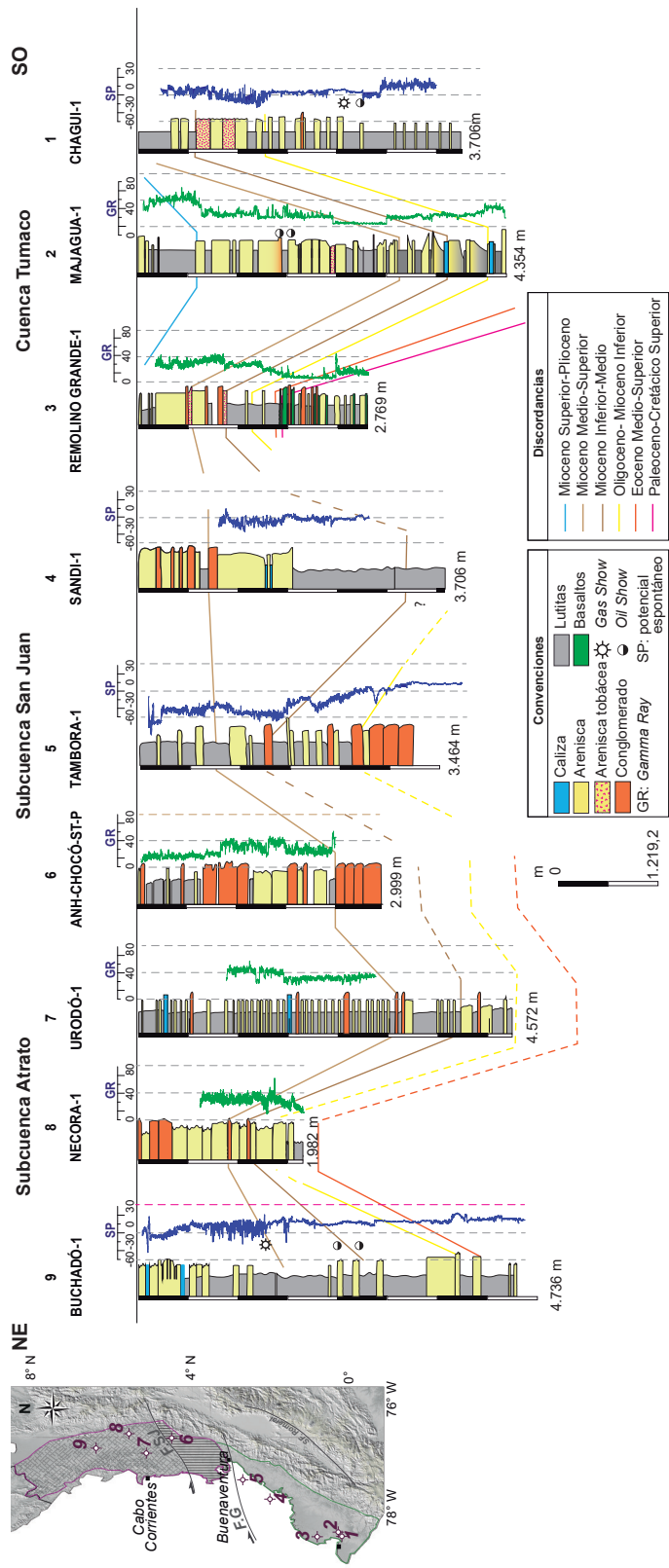


FIG. 5. Correlación de las unidades estratigráficas del Cretácico tardío-Plioceno, identificadas en los pozos del margen pacífico colombiano analizados en este trabajo. La correlación está basada en datos de pozos perforados por Ecopetrol durante los años 1980-1985 y la ANH durante 2011-2013. Chagui-1 (3.706,6 m), Majagua-1 (4.354,6 m), Remolino Grande-1 (2.768,1 m), Sandi-1 (3.706,6 m), Tambora-1 (3.464,0 m), ANH-Chocó ST-P (2.999,2 m), Urodó-1 (4.572 m), Necora-1 (1.982,1 m) y Buchadó-1 (4.736,2). F.G: Falla de Garrapatas, F.SJ: Falla San Juan.

En el pozo Remolino Grande-1 (Fig. 5), a una profundidad entre 1.728,2 y 1.731,3 m, se asignó una edad eocena superior a lutitas con ocasionales intercalaciones de areniscas de grano medio. De acuerdo con Robertson Research Inc. (1981), esta edad está basada en la presencia de *Discoaster saipanensis* (especie que no aparece por encima del Eoceno Superior en la zona de nanofósiles NP20) e *Isomolithus recurvus* (especie en un rango no inferior a la zona de nanofósiles NP19). Aunque el registro de foraminíferos para este intervalo es menor y no es indicativo de la serie Eoceno Superior, la existencia de *Globorotalia opima* indica una edad mínima oligocena inferior. Este intervalo de profundidad del pozo ha sido también reportado como correspondiente al Eoceno Inferior-Medio (Flores et al., 2012) y Eoceno Medio-Superior (Pardo et al., 2020).

3.1.2. Subcuenca San Juan

En la SCSJ, las secuencias descritas corresponden a parte de las columnas estratigráficas D y E (Fig. 4).

Maastrichtiano-Paleoceno

En la columna D, el Maastrichtiano-Paleoceno está compuesto, de base a techo, por basaltos y calizas macizas de grano fino con microfósiles silíceos, intercaladas con areniscas calcáreas, tobas de ceniza y lutitas silíceas, localmente falladas y plegadas (ANH-CPC, 2014). En la parte superior de la secuencia hay capas de pedernal con aporte volcánico. La columna estratigráfica E presenta, hacia su base, flujos de basaltos, diabasas y basaltos porfíricos intercalados con lutitas ricas en materia orgánica, seguidos por areniscas, tobas básicas, pedernal y lutitas (Pettijohn et al., 1987). La edad de esta unidad se estima cenomaniana-maastrichtiana sobre la base de su contenido de foraminíferos (Barrero, 1979; ANH-Geoestudios, 2008). La base de esta secuencia presenta, localmente, desarrollo de milonitas, cataclasitas y mármol cerca de cuerpos intrusivos (Barrero, 1979; Orrego y París, 1991; Ingeominas, 1999a, 2002, 2003a; Suárez-Rodríguez, 2007).

La secuencia continúa, hacia su techo, con capas delgadas de lutitas laminadas, intercaladas con areniscas de grano fino, y sucesiones monótonas de lutitas laminadas en parte arenosas. La edad de esta sección fue asignada al Paleoceno Superior a partir de análisis bioestratigráficos (*Rzehakina epigona* junto con *Bolivina* sp. y radiolarios) (Ingeominas, 2003a); sin embargo, estudios anteriores le asignaron una edad cretácica superior (Etayo-Serna et al., 1982; Parra, 1983). Por encima, se disponen lutitas laminadas

intercaladas con niveles de areniscas finas, seguidas por una sucesión clástica de areniscas cuarcíferas con estratificación cruzada en artesa y estructuras de deslizamiento, depositadas en ambientes de lóbulos deltaicos distales y proximales con intervención de inundaciones (ANH-CPC, 2014).

En el flanco occidental de la cordillera Central, a la latitud de Buenaventura, Pardo-Trujillo et al. (2002a,b) describieron las variaciones laterales de una secuencia compuesta por rocas clásticas de conglomerados arenosos, areniscas calcáreas y lutitas con abundantes restos de plantas, amonites y bivalvos del Campaniano-Maastrichtiano, definidas como Segmento 1 de la Formación Nogales. Por encima, se reportaron secuencias de lutitas silíceas y calcáreas, pedernal, tobas y areniscas con amonites y restos de plantas, características que definen ambientes marinos someros, seguidos por depósitos hemipelágicos con aporte volcánico.

Eoceno Inferior-Medio

Este periodo está bien representado en la columna estratigráfica C (Fig. 4). Su base está compuesta por sucesiones siliciclásticas de capas delgadas de areniscas de grano medio con intercalaciones de lutitas laminadas y conglomerados. Hacia su sección media predominan las lutitas laminadas y areniscas de grano fino, mientras que hacia su techo se reconocen estratos gruesos de conglomerados intercalados con lutitas del Eoceno Medio-Superior. Los ambientes de depositación varían desde ríos meandriformes a llanuras de inundación (ANH-Geoestudios, 2008; Cediel et al., 2009). En la columna estratigráfica E, las sucesiones clásticas fueron datadas a partir de análisis geocronológicos U-Pb en circones detríticos con picos de probabilidad de edad de 79, 88, 93, 102, 120 y 148 Ma, lo que indica que la secuencia se depositó con posterioridad a los ~79 Ma (ANH-CPC, 2014).

Rocas semejantes son reportadas en la cuenca intramontana de Cauca-Patía, con secuencias clásticas de conglomerados y areniscas cuarcosas que sobreyacen discordantemente a secuencias del Cretácico Superior-Paleoceno. Estas rocas fueron asignadas a las formaciones Chimborazo y Guachinte (Orrego, 1975; Orrego y París, 1991).

3.1.3. Subcuenca Atrato

Maastrichtiano-Paleoceno

En la SCA, cerca de Quibdó (Fig. 1), el Maastrichtiano-Paleoceno se manifiesta mediante rocas constituidas por flujos de lava de basalto

y andesita, aglomerados, brechas y tobas, lavas almohadilladas e intercalaciones de pedernal, además de calizas fosilíferas laminadas y bioturbadas, y arcillolitas correspondientes al Cretácico Superior-¿Paleoceno? (Ingeominas, 1999b; columna estratigráfica F). Sedimentos fosilíferos intercalados con rocas volcánicas presentan una edad del Cretácico Superior (Duque-Caro, 1990b; Muñoz *et al.*, 1990⁷); sin embargo, en rocas volcanoclásticas asociadas con rocas volcánicas básicas se reportaron fósiles con edades desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno (Muñoz *et al.*, 1990; Pardo-Trujillo *et al.*, 2002b). Las rocas volcanoclásticas están cubiertas por pedernal con intercalaciones de caliza, lutita, caliza lodosa (*wackestone*) y calizas ricas en foraminíferos con ocasionales capas de limolitas. Hacia el techo de la secuencia, capas de areniscas intercaladas con arcillolitas y calizas son intruidas por diques de gabbro, las que se interpretaron como depositadas en ambientes batiales oceánicos según su contenido micropaleontológico (Cossio, 1994). La edad de estas secuencias fue determinada a partir de análisis bioestratigráficos (ocurrencia de *Rzehakina epigona minima* y *Spiroplectammia grzybowskii*), los que sugieren que corresponden a series Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (ANH-Dunia, 2006).

Hacia el norte de la subcuenca SCA, las columnas estratigráficas G y H están compuestas por basaltos y diabasas con intercalaciones locales de tobas y pedernal del Cretácico Superior-Eoceno (Goossens *et al.*, 1977; Ingeominas, 2003b) (Fig. 4). Haffer (1967) reporta la presencia de amonites de edad turoniana en lutitas intercaladas con secuencias volcánicas. La columna G muestra que esta unidad está cubierta por conglomerados con fragmentos de basaltos en una matriz arenosa, intercalados a su vez con basaltos. Aunque la secuencia se presenta continua, Haffer (1967) menciona una posible discordancia hacia el techo de los basaltos basales, que podría corresponder al contacto del Cretácico Superior con el Eoceno Inferior. En la columna H, el periodo Maastrichtiano-Paleoceno está dado por basaltos intercalados con calizas de grano muy fino y lutitas fisibles (Haffer, 1967).

Eoceno Inferior-Medio

Esta sección está conformada por secuencias clásticas y volcánicas con intercalaciones de basaltos y lavas andesíticas vesiculares, y ocasionalmente lavas almohadilladas (columna estratigráfica F). Hacia el techo se presentan biomicritas parcialmente silicificadas con algunos paquetes de lutitas grises y areniscas de grano fino y medio del Eoceno Medio (ANH-Dunia, 2006). En el sector de Cabo Corrientes (Fig. 2) se observan calizas del Eoceno Medio intruidas por basaltos y diabasas (Gansser, 1950; Macia, 1985; Ariza *et al.*, 2022). Estas rocas fueron descritas en el pozo Buchadó-1 como calizas arcillosas intercaladas con lutitas fisibles arenosas (Fig. 5). Análisis bioestratigráficos (*Cibicides* Spp., *Lenticulina* Spp., *Globoquadrina*) efectuados a una profundidad de pozo de 3.943,1 m sugieren una edad eocena para estas rocas (Hughes *et al.*, 1988⁸). Hacia el norte, la columna G comprende secuencias de areniscas calcáreas de grano medio-fino, localmente conglomerádicas, con intercalaciones de arcillolitas calcáreas laminadas y esporádicos niveles de conglomerados con guijarros de rocas volcánicas y basaltos. A estas rocas se les ha asignado una edad del Eoceno medio producto de la presencia de *Truncotaloides rohri* (Haffer, 1967). En la columna estratigráfica H, esta sección consiste en lutitas calcáreas localmente fosilíferas, ocasionales niveles de areniscas de grano medio a grueso intercaladas con flujos de lavas, y por calizas que corresponden a la serie Eoceno Medio-Inferior sobre la base de la ocurrencia de *Hastigerina bolivariana* y *Globorotalia formosa* (Haffer, 1967).

3.2. Estratigrafía de las secuencias del Oligoceno-Plioceno

El relleno sedimentario Oligoceno-Plioceno refleja la continua progradación de deltas hacia el occidente, desde plataforma interna hasta litoral, que marcaron progresivamente una regresión marina. Estos ambientes han sido interpretados a partir de información de pozos a lo largo del margen pacífico colombiano (Figs. 2 y 5).

Durante el Mioceno-Plioceno, la subsidencia de las cuencas fue muy rápida y la secuencia de

⁷ Muñoz, R.; Salinas, R.; James, M.; Bergman, H.; Tistl, M. 1990. Mineralizaciones primarias de minerales del Grupo del Platino y oro en la cuenca de los ríos Condoto e Iró (Chocó, Colombia). Convenio Colombo-Alemania, Proyecto Condoto, Informe Técnico Final: 304 p. Medellín, Colombia.

⁸ Hughes, G.W.; Marshall, P.R.; Morley, R.J.; Owen, B.; Richards, F.; Varol, O. 1988. The biostratigraphy, paleoenvironments and petroleum geochemistry of the Buchadó-1, Tambora-1 and Sandi-1 wells, Pacific coastal region of Colombia, submitted by Ecopetrol, and compared with the previously studied Remolino Grande-1 and Majagua-1 wells. Robertson Research International Limited. Informe Interno.

relleno muy gruesa, conformada por sedimentos de ambientes litorales correspondientes a rocas clásticas de deltas progradantes (clinoformas sigmoidales y oblicuas tangenciales bien observadas en las secciones sísmicas; Figs. 6 y 7), de llanuras de inundación y, hacia el sur, de ríos trenzados principalmente. En simultáneo, se depositaron secuencias de ambientes marinos generadas durante entradas esporádicas del mar (ANH-Ucaldas, 2011), con un hiato en el registro sedimentario para el intervalo Mioceno Medio-tardío (Cossio, 1994). Para el Mioceno-Plioceno se han reconocido cuatro discordancias, todas en la subcuenca Atrato: Mioceno Inferior-Medio, Mioceno Medio, Mioceno Superior y Plioceno Inferior, de acuerdo con cambios bioestratigráficos, sedimentológicos y paleobatimétricos asociados con actividad tectónica local (Duque-Caro, 1990b; Cossio, 1994; ANH-DUNIA, 2006).

3.2.1. Cuenca Tumaco

En el pozo Remolino Grande-1 (Fig. 5) se describieron secuencias oligocenas consistentes en capas de lutitas con alternancias de calizas y areniscas. En el intervalo 1.612,3-1.621,5 m, en particular, se reportaron foraminíferos planctónicos (*Globigerina pseudovenezuelana*, *Globigerinoides inmatura*, *Globigerinoides* indet., *Globorotalia opima*, *Orbulina universa*), foraminíferos bentónicos (*Cassidulina horizontalis*, *Cassidulina subglobosa*, *Cibicidoides* spp., *Hoeglundina elegans*, *Lenticulina americana*), radiolarios y gasterópodos. La ocurrencia de *Globorotalia opima* y radiolarios ubica la secuencia dentro del Oligoceno Superior (Peñaloza y Sánchez, 2006). Ella está cubierta por rocas miocenas, conformadas por areniscas con frecuentes niveles delgados de arcillolitas y areniscas tobáceas (Borrero et al., 2012). Las secuencias del

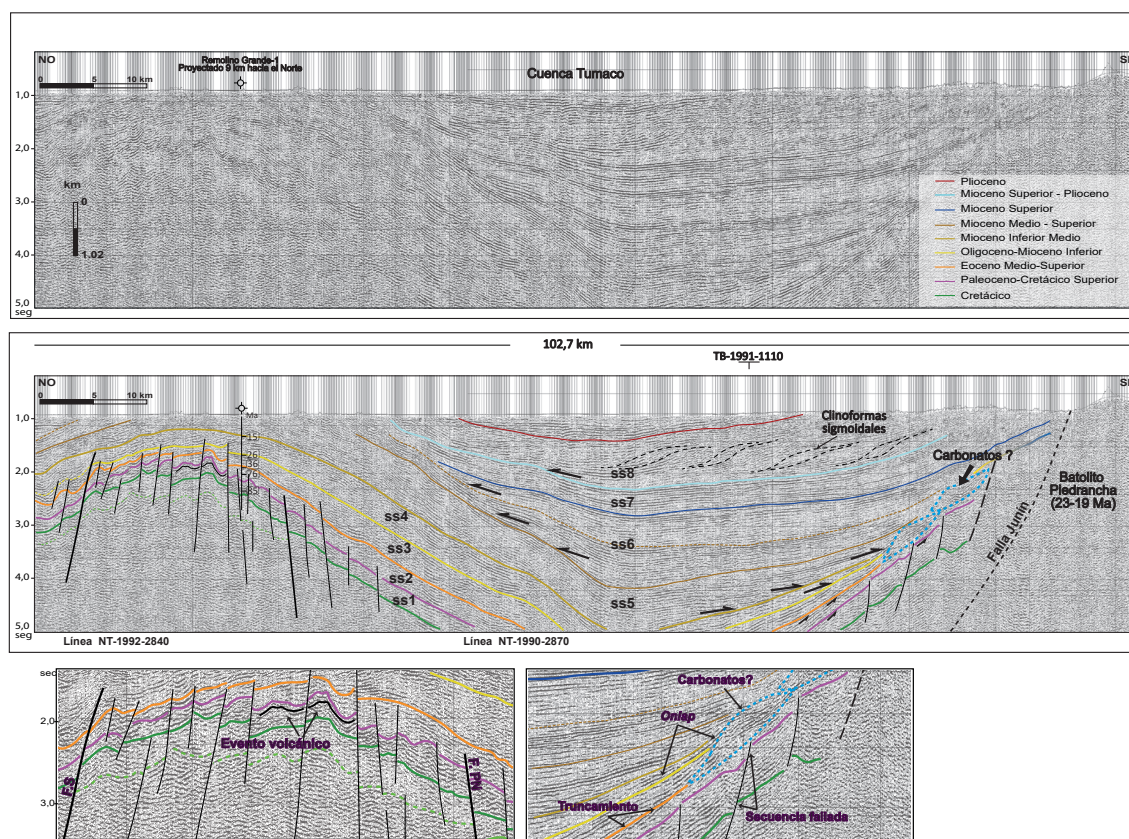


FIG. 6. Línea sísmica del depocentro Tumaco (Sección sísmica SA). Las flechas negras indican el sobrelapamiento (*onlap*) de los sedimentos, representados en los reflectores. Las simosecuencias son identificadas con el código ss y su número consecutivo. F.S.: Falla Satinga, F.P.N: Falla Pueblo Nuevo.

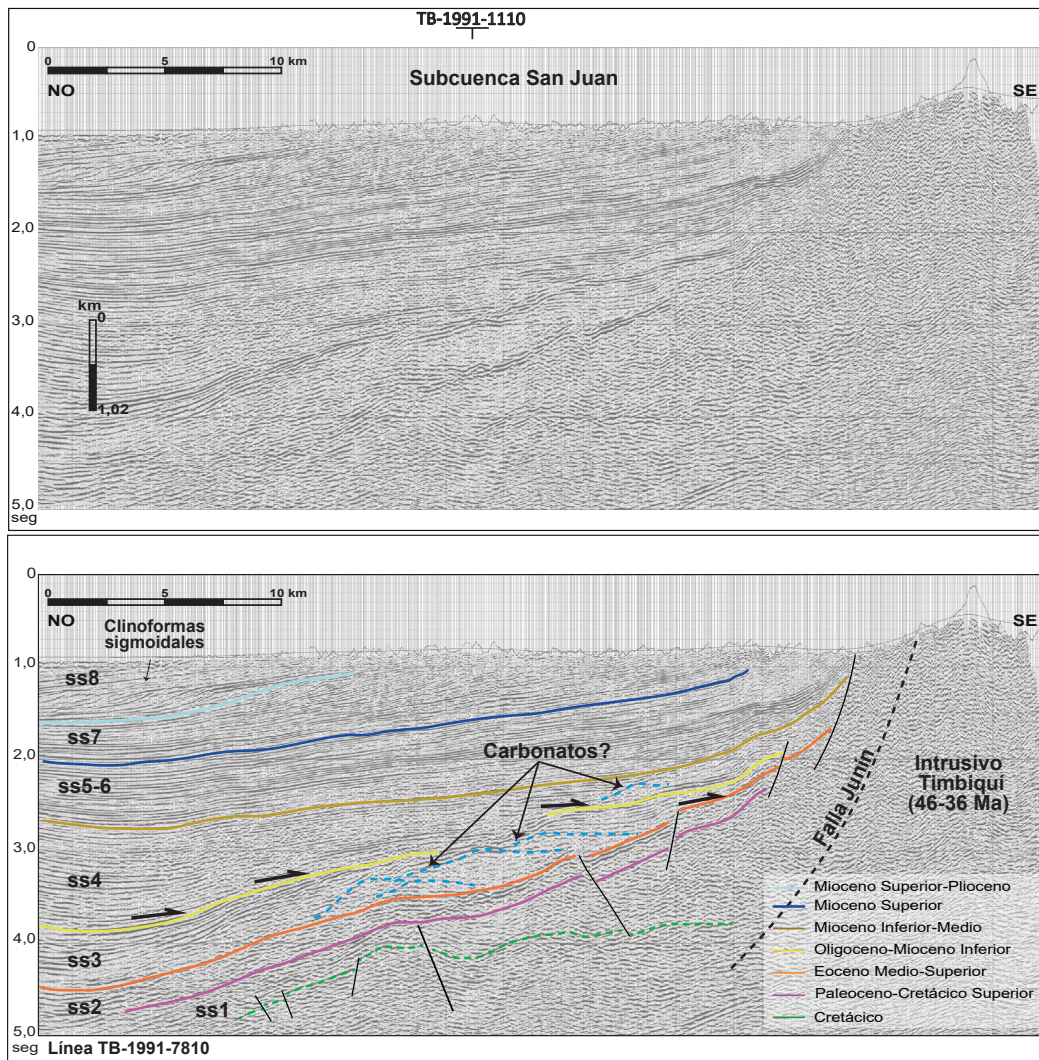


FIG. 7. Línea sísmica del depocentro San Juan (Sección sísmica SB). Las flechas negras indican las terminaciones en sobrelapamiento (*onlap*) de los reflectores.

Mioceno Medio están compuestas por areniscas, areniscas con aporte volcánico, arcillolitas y ocasionales capas de conglomerados. Jiménez *et al.* (2007) proponen un ambiente de plataforma marina externa a talud superior, mientras que para la parte superior de la secuencia se propone un ambiente de plataforma interna. El intervalo de muestreo 643,1-905,2 m está caracterizado por la asociación de *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *Globorotalia fohsi peripheroacuta*, *Praeorbulina sicana*, *Praeorbulina glomerata* y *Orbulina universa* (Peñaloza y Sánchez, 2006). En la base del pozo

Majagua-1 (a partir de los 4.126,9 m) también se han descrito secuencias oligocenas (Borrero *et al.*, 2012), aunque Pardo *et al.* (2020) las ubican en el límite Oligoceno-Mioceno Inferior.

El Mioceno en la cuenca Tumaco está bien definido en los pozos Majagua-1 y Chagui-1. Esta unidad comprende, principalmente, areniscas con niveles de arcillolitas, las que hacia su base presentan intercalaciones de caliza lodosa y capas delgadas de depósitos piroclásticos. Los reportes publicados por Hughes *et al.* (1988) y ANH-Ucaldas (2011) sugieren para las unidades basales un ambiente

batial, mientras que para las unidades más jóvenes los ambientes varían a sublitoral. Borrero *et al.* (2012) consideran que las litologías del Mioceno Inferior-Medio representan secuencias de turbiditas relacionadas con el colapso del frente deltaico dentro de una plataforma externa. Pardo-Trujillo *et al.* (2020), en tanto, identifican ambientes desde plataforma marina hasta prodeltas y frentes deltaicos.

Para el Mioceno Superior-Plioceno, las secuencias mejor descritas se encuentran en secciones de campo y en el pozo Tumaco 1-ST-S (Echeverri *et al.*, 2016). Estas corresponden a estratos lenticulares de areniscas y conglomerados con alto contenido de fragmentos volcánicos, intercalados con lutitas y areniscas lodosas, localmente bioturbadas. El contenido fosilífero incluye foraminíferos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos y plantas bien conservadas, depositados en ambientes deltaicos con aporte volcánico. En el pozo Majagua-1, estas secuencias evidencian ambientes de planicie deltaica, cercanos al litoral (Pardo-Trujillo *et al.*, 2020).

3.2.2. Subcuenca San Juan

El pozo Tambora-1 corta al límite Oligoceno-Mioceno Inferior en torno a los 2.998 m (Hughes *et al.*, 1988) (Fig. 5). En niveles superiores se han descrito secuencias de lutitas fisibles con capas ocasionales de areniscas de grano fino y areniscas calcáreas de ambientes marinos profundos (batial medio), para los que se ha estimado una edad ubicada en el Mioceno temprano-Medio de acuerdo con su contenido fosilífero (*Catinaster coalitus*, *Discoaster bollii*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera intermedia* y *Reticulofenestra* spp.).

En el pozo Sandi-1 el Mioceno se reporta en discordancia con respecto al Eoceno Inferior. Las secuencias miocenas están compuestas por areniscas con esporádicas intercalaciones de caliza, mientras hacia el techo de la secuencia se presentan capas gruesas de areniscas con conglomerados y ocasionales niveles de lutitas fisibles. La bioestratigrafía de esta sección sugiere un cambio desde ambientes marinos profundos a uno de plataforma somera (*Ammobaculites* spp., *Cibicides* spp., *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *Quinqueloculina* spp., *Reticulofenestra* spp. y *Sphenolithus heteromorphus*) (Hughes *et al.*, 1988; Ecopetrol, 2000⁹).

Las secuencias descritas también son reportadas en las secciones de superficie (Figs. 2 y 4). En la columna estratigráfica C, por ejemplo, se observan variaciones laterales de facies a rocas siliciclásticas, consistentes en lutitas laminadas con intercalaciones locales de conglomerados, generadas en ambientes de ríos trenzados proximales, llanuras de inundación y deltas (Barrero, 1979; Orrego y París, 1991; Ingeominas, 1999a; Pardo-Trujillo *et al.*, 2002a,b; ANH-GEOSTUDIOS, 2008; ANH-CPC, 2014). En la cuenca Cauca-Patía, estas secuencias son reconocidas como la Formación Vijes, conformada también por calizas de corales de edad oligocena (Dueñas y Navarrete, 2000).

3.2.3. Subcuenca Atrato

En el pozo Buchadó-1 el Oligoceno-Mioceno Medio se manifiesta desde los 3.962,4 m hasta los 2.743,2 m (Fig. 5). Las rocas de este intervalo consisten en lutitas fisibles, areniscas y calizas tipo lutita. Nanofósiles calcáreos y foraminíferos (*Calcidiscus leptoporus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *D. exilis*, *D. cf. Kugleri*, *Helicosphaera carteri*, *Globigerina/Cetapsydrax* spp., *Globigerinoides* spp., *G. quadrilobatus*, *G. triloba*, *Globoquadrina praedehiscens*, *G. venezuelana*, *Globorotalia bella*, *G. mayeri* y *G. cf. Semivera*) indican una edad del Oligoceno Medio y ambientes marinos de plataforma (Hughes *et al.*, 1988). Las rocas del Mioceno están, por su parte, conformadas por lutitas con alternancias de areniscas de grano fino y medio, datadas en el intervalo 3.096,7-3.249,1 m a partir de foraminíferos (*Globorotalia fohsi* y *Globorotalia barisanensis*) (Hughes *et al.*, 1988).

En el pozo Necora-1, el límite Oligoceno-Mioceno Inferior se observa en el intervalo 1.761,7-1.770,8 m. A partir de la ocurrencia de *Globorotalia opima*, *Globigerina winkleri* y *Uvigerina taberana* se sugiere una edad del Oligoceno Superior (Ecopetrol, 2000). En el lapso 1.203,9-1.213,1 m se define el Mioceno Medio a partir de la presencia de foraminíferos (*Bolivina dispar*, *Buliminella curta*, *Melonis pompilioides*, *Pullenia bulloides*, *Sphaeroidina bulloides* y *Uvigerina kernensis*) en una secuencia compuesta por areniscas y capas gruesas de conglomerados hacia el techo (Ecopetrol, 2000). En el pozo Urodó-1, la información es muy limitada y la secuencia que se presenta (Fig. 5) fue extraída de una sección geológica

⁹ Ecopetrol (Empresa Colombiana de Petróleos). 2000. Potencial Generador del Pacífico Colombiano-Cuenca San Juan, biocronología y paleoambientes. Gerencia de Estudios Regionales Ecopetrol. Reporte Interno: 150 p. Piedecuenta, Santander, Colombia.

reportada por la Compañía Petrolera Latina Inc. (1988)¹⁰ y ANH (2010).

El Mioceno Superior, presente en el pozo ANH-Chocó ST-P (Fig. 5), está conformado de base a techo por conglomerados con clastos de gabros, rocas porfíricas, areniscas y lutitas, intercalados con niveles de areniscas con bioclastos (bivalvos y gasterópodos) y esporádicas capas de lutitas, seguidos por paquetes de areniscas con intercalaciones de conglomerados y lutitas con evidencias de bioturbación, restos de bivalvos y fragmentos carbonosos. Por encima se observan capas gruesas de conglomerados con clastos de lutitas, areniscas volcánicas, granitoides y pedernal, y hacia el techo, lutitas con alto contenido de materia orgánica. Mediante estudios palinológicos (*Echitricolporites mcneillyi*, *Clavinaapertura microclavatus*, *Crassoretitrites vanraadshooveni*, *Fenestrites spinosus*, *Nijssenosporites fossulatus*, *Palaeosantalaceaepites cingulatus*, *Proteacidites triangulatus* y *Retipollenites crotonicollumellatus*) se asigna este nivel al Mioceno Medio-Superior y un ambiente de llanura deltaica y frente deltaico (ANH-Ucaldas, 2011; Jaramillo *et al.*, 2011).

En la SCA, las columnas estratigráficas F, G y H presentan ocasionales intercalaciones de lutitas y areniscas con aporte volcánico y areniscas calcáreas con esporádicos niveles de caliza, las que están presentes a ambos flancos de la cuenca, así como en la serranía del Darién en Panamá. Hacia el techo de esta secuencia aparecen capas gruesas de conglomerados polimícticos y localmente niveles de calizas (Haffer, 1967; ANH-Dunia, 2006).

4. Descripción de las líneas sísmicas de la cuenca Tumaco y subcuenca San Juan

4.1. Metodología

Para el desarrollo de este trabajo se tuvieron a disposición las líneas sísmicas NT-1992-2840 y NT-1990-2870, ubicadas en la cuenca Tumaco, la línea sísmica TB-1991-7810, en la subcuenca San Juan, y las líneas sísmicas TB-1991-1110, TB-1991-1120 y TB-1991-1130, transversales a la cuenca Tumaco y subcuenca San Juan; además de información y registros eléctricos de los pozos Chagui-1, Majagua-1, Remolino Grande-1, Sandi-1 y Tambora-1. La información de los pozos ANH-Chocó ST-P, Urodó-1,

Necora-1 y Buchadó-1 se obtuvo de informes de la Empresa Colombiana de Petróleos (Ecopetrol) y de la Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia (ANH). Para el análisis de los datos se utilizó el software PETREL® con licencia de la ANH, el cual permite una interpretación integrada del subsuelo incluyendo geología, geofísica e ingeniería.

Una vez armada la base de datos del subsuelo se procedió a la correlación entre pozos y a la identificación e interpretación de horizontes. Se incorporó también información estratigráfica, bioestratigrafía y límites de secuencias de los pozos ANH-Chocó ST-P, Urodó-1, Necora-1 y Buchadó-1. En las líneas sísmicas se utilizó el atributo *envelope* del programa PETREL, el cual estima el total de energía instantánea de la traza observándose los cambios de impedancia acústica, así como la geometría y textura interna de las estructuras (e.g., Chopra y Marfurt, 2007; Xu y Haq, 2022).

4.2. Descripción de las líneas sísmicas

Tres secciones sísmicas 2D fueron interpretadas para identificar las características sismo-estratigráficas en las cuencas CT y SCSJ (Fig. 2). Se utilizaron las mejores secciones sísmicas reprocesadas: dos secciones (SA y SB; Figs. 6 y 7) son perpendiculares a los ejes de los depocentros de las cuencas CT y SCSJ, mientras que la tercera sección (SD; Fig. 8) es paralela a los ejes de los depocentros de dichas cuencas. En las secciones se identificaron ocho sismo-secuencias (ss1 a ss8) limitadas por discordancias. Estas últimas fueron definidas a partir de las edades establecidas en los pozos de amarre (ver sección anterior) y a los tipos de terminaciones de las sismo-secuencias.

En la sección SA (Fig. 6), la sismo-secuencia ss1 se encuentra limitada por la discordancia del Cretácico y por la discordancia del Cretácico Superior-Paleoceno registrada en el pozo Remolino Grande-1. Ella presenta una geometría tabular a lo largo de las líneas sísmicas. Bajo el reflector correspondiente a la discordancia Cretácico Superior-Paleoceno, se observan estructuras cónicas adyacentes a reflectores sísmicos de alta amplitud y baja frecuencia localmente bien definidos y continuos, los que corresponderían a estructuras de flujos volcánicos (*sensu* Badley, 1987; Xu y Haq, 2022) correlacionables con aquellas descritas en el pozo Remolino Grande-1.

¹⁰ Compañía Petrolera Latina Inc. 1988. Chocó-Pacific Basin: Geologic section S-N, Atrato Sub-basin and San Juan-Tumaco Sub-basin: File I-A-11.

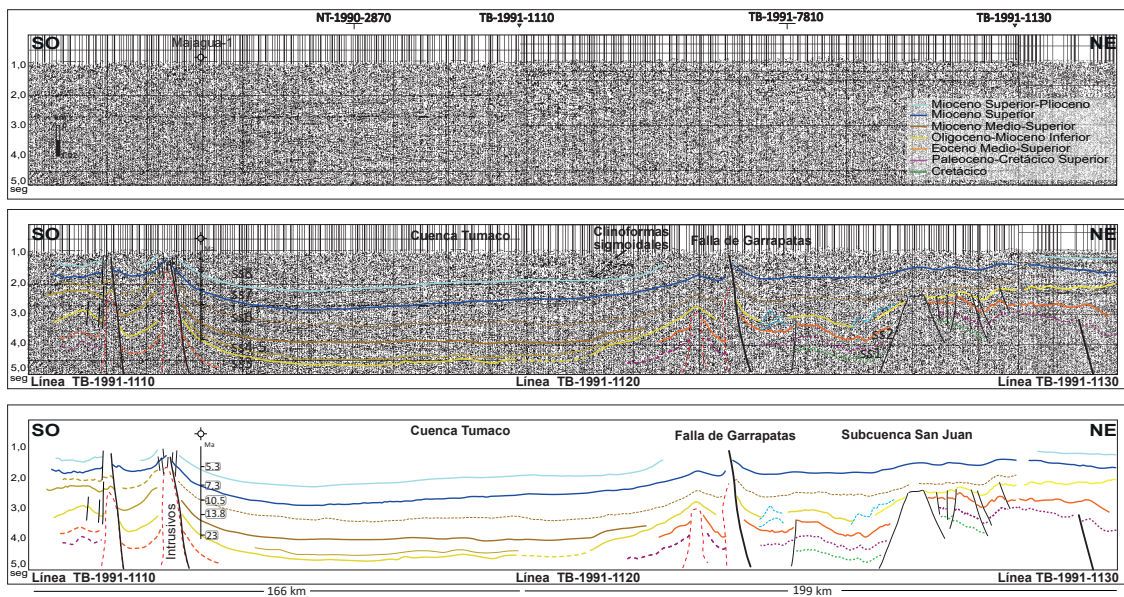


FIG. 8. Líneas sísmicas de los depocentros Tumaco y San Juan (sección sísmica SD). Las líneas negras continuas corresponden a fallas. Las líneas rojas punteadas representan los diferentes cuerpos intrusivos que atraviesan las secuencias.

La sismo-secuencia ss2 está limitada en su techo por la discordancia del Eoceno Medio-Superior, identificada en el pozo Remolino Grande-1. La geometría de esta sismo-secuencia es tabular y continua, adelgazándose hacia el occidente, y las terminaciones son reflectores que generan truncamientos hacia el techo de la ss2.

La sismo-secuencia ss3 está acotada hacia su techo por la discordancia del Oligoceno-Mioceno Inferior, determinada en los pozos Remolino Grande-1 y Majagua-1. Presenta una geometría tabular hacia el occidente y se adelgaza hacia el oriente, culminando en el desarrollo progresivo de posibles montículos de caliza (Figs. 6 y 7), los cuales también fueron identificados en la superficie (Sección B; Nygren, 1950).

La sismo-secuencia ss4 está limitada por la discordancia del Mioceno Inferior-Medio, observada en los pozos Remolino Grande-1 y Majagua-1. Hacia el occidente, su geometría es tabular continua, mientras que hacia el oriente se adelgaza de manera significativa, y termina en cubrimiento (*onlap*). Hacia el sureste de esta sección sísmica se observa un cuerpo ígneo que se correlaciona con el Batolito de Piedrancha, de edad 23-19 Ma (Fig. 6).

La sismo-secuencia ss5 está por debajo de la discordancia del Mioceno Medio-Superior, identificada

en el pozo Majagua-1 y se puede correlacionar con la sección sísmica SD. Esta sismo-secuencia tiene una asimetría geométrica en su relleno, la cual se observa subtabular hacia el occidente y acuñada hacia el oriente. Las terminaciones hacia el oriente se dan en cubrimiento (*onlap*).

La sismo-secuencia ss6 se encuentra limitada por la discordancia del Mioceno Superior, registrada en el pozo Majagua-1. Posee una geometría cuneiforme asimétrica, subtabular hacia el oriente y acuñada hacia el occidente. Las terminaciones de esta sismo-secuencia hacia el occidente son en cubrimiento (*onlap*). Las sismo-secuencias ss5 y ss6 presentan una migración de los depocentros hacia el oeste para secuencias cada vez más jóvenes (Fig. 6).

La sismo-secuencia ss7 está limitada por la discordancia del Mioceno Superior-Plioceno y exhibe una geometría subtabular con mayor espesor hacia el oriente. Finalmente, la sismo-secuencia ss8 está limitada por el Plioceno y presenta también una geometría subtabular con mayor espesor hacia el oriente, mientras que hacia el occidente muestra terminaciones en cubrimiento (*onlap*) hacia la base de la sismo-secuencia, así como clinoformas sigmoidales.

En la sección SB (Fig. 7), la sismo-secuencia ss1 tiene una geometría subtabular y aumenta su espesor

hacia el oriente. La ss2 es completamente tabular, mientras que en la ss3 se observan terminaciones en cubrimiento y desarrollo de posibles montículos de caliza que continúan hacia el continente hasta alcanzar la discordancia Oligoceno-Mioceno Inferior. Bajo los principales montículos de calizas se reconoce la discordancia Eoceno Medio-Superior. En superficie, estas calizas fueron descritas en el sector de Cabo Corrientes (Nygren, 1950) y en la columna estratigráfica B (ANH-GRP, 2014). La ss4 posee una geometría en cuña con terminaciones en cubrimiento hacia el oriente. Las ss5 y ss6 son tabulares y continuas. La ss7 se adelgaza hacia el occidente, mientras que la ss8 evidencia clinoformas sigmoidales y oblicuas tangenciales, asociadas posiblemente con la progradación de secuencias clásticas.

En la sección SD (Fig. 8), las sismo-secuencias son continuas desde la CT hasta la SCSJ. Las ss1, ss2 y ss3 son observadas en la SCSJ mediante geometrías tabulares. Las ss4 y ss5 presentan una geometría tabular hacia el suroeste mientras que hacia el noreste se observan en cubrimiento hacia el límite superior de la ss3. La discordancia hacia el techo de la ss2 es interpretada como una serie de montículos de carbonatos, correlacionables con los hallados en la sección SB (Fig. 7) y en la sección de superficie B (Fig. 4).

Hacia el noreste, cerca de la intersección de la línea TB-1991-7810, se observa la falla de Garrapatas (Figs. 2 y 8). A ella se le ha estimado una cinemática inversa y también se le ha sugerido una cinemática con rumbo N60-70°E, posiblemente dextral y de componente inverso (París *et al.*, 2000; Suárez-Rodríguez, 2007). En la sección SD (Fig. 8), al oriente de la falla, las secuencias preoligocenas se observan afectadas por fallas normales planares de bloques caídos hacia el noreste y suroeste. Las secuencias posoligocenas, en tanto, se presentan continuas a ambos lados de la falla, aunque se evidencia un anticlinal con eje en la traza de la falla que involucraría las secuencias desde el Eoceno Medio hasta el Mioceno Medio-Superior. Las geometrías cónicas adyacentes a la falla de Garrapatas ubicadas al suroeste de la sección sísmica SD, muestran una señal granular hacia el centro de la estructura, un posible fracturamiento hacia las secuencias superiores y, adicionalmente, alta energía sobre la base del atributo sísmico (*envelope*), características propias de cuerpos ígneos (Badley, 1987; Nanda, 2016; Xu y Haq, 2022). Estas potenciales intrusiones afectarían

las secuencias del Mioceno Medio-Superior (Fig. 8), lo cual permite asignar a este evento intrusivo una edad pos-Mioceno Superior.

4.3. Configuración estructural de las cuencas costa adentro

La horizontalización, a menor profundidad, de las discordancias mayores interpretadas en las secciones SA (Fig. 6) y SB (Fig. 7), así como la geometría de crecimiento diferencial observada, permite estimar para la CT y la SCSJ el tipo e intensidad de la deformación (Fig. 9). Para la subcuenca Atrato, en tanto, el control estructural es provisto mediante la sección confeccionada según información geológica y de terreno (Fig. 10).

4.3.1. Cuenca Tumaco y subcuenca San Juan

El esquema estructural de la CT es representado en la figura 9A. Al horizontalizar la discordancia Oligoceno-Mioceno Inferior se evidencian dos áreas de deformación con diferentes intensidades. En el noroeste esta es mayor, observándose las secuencias preoligocenas afectadas por dos fallas normales principales (fallas Pueblo Nuevo y Satinga). La falla Pueblo Nuevo evidencia un buzamiento hacia el sureste, mientras que la falla Satinga buza hacia el noroeste (Fig. 9A). Así, al noroeste de la línea sísmica se forma una estructura de pilares tectónicos, la cual está afectada hacia su centro por fallas normales e inversas. Hacia el sureste, en tanto, se observan fallas normales planares paralelas en tipo dominó. La menor deformación queda de manifiesto en las secuencias del Eoceno Medio-Superior y afecta localmente hasta las secuencias del Oligoceno Superior, lo que permite estimar el tiempo de la deformación, la cual disminuye hacia el sureste.

La deformación en la SCSJ (Fig. 9B) presenta una menor intensidad comparada con la descrita en la CT. En la SCSJ se observan fallas normales con buzamiento al noroeste y sureste, las que forman estructuras de fosas y pilares tectónicos y fallas tipo dominó (Fig. 9B). Ellas afectan las secuencias depositadas sobre la discordancia del Eoceno Medio-Superior.

4.3.2. Subcuenca Atrato

El control estructural de la SCA es mostrado en una sección geológica realizada al sur de esta subcuenca a partir del mapa geológico confeccionado

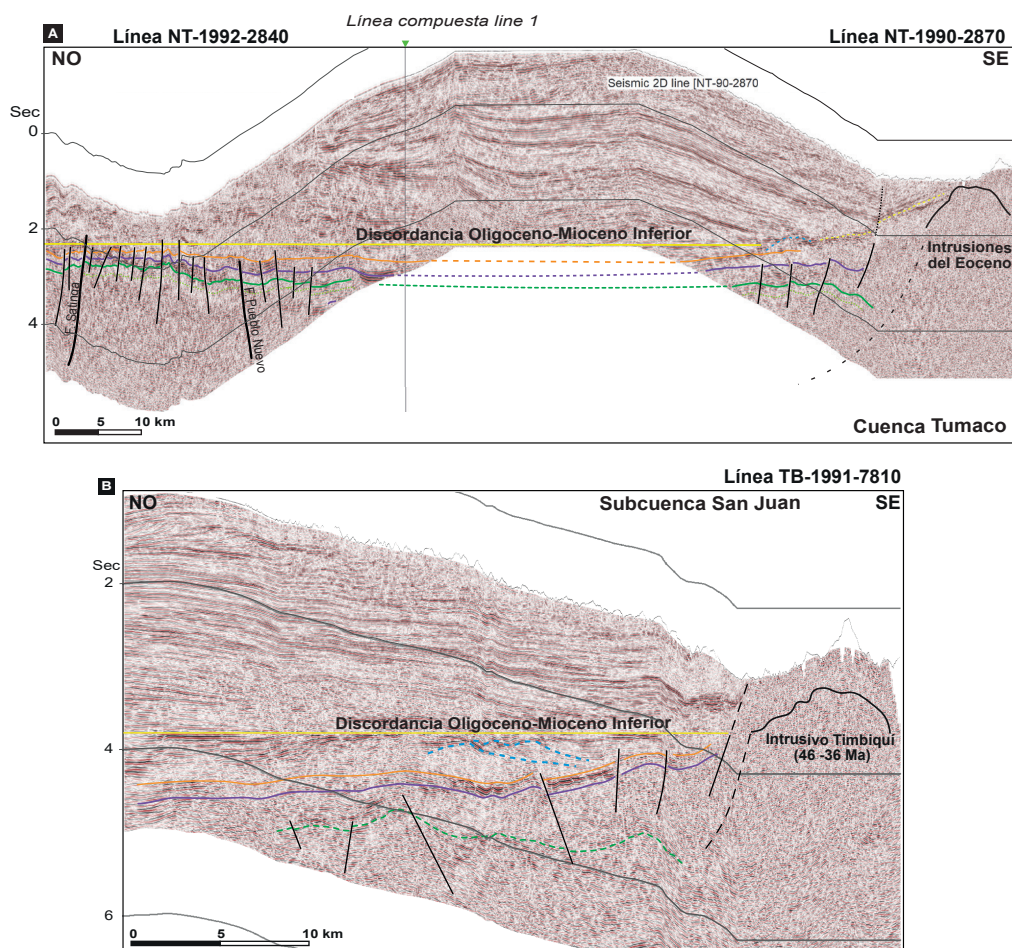


FIG. 9. Representación esquemática de las estructuras formadas en las secuencias preoligocenas de las cuencas Tumaco y San Juan en las secciones SA (A) y SB (B). Los diagramas fueron generados a partir de la horizontalización (*flattening*) de la discordancia Oligoceno-Mioceno Inferior.

en este trabajo (Fig. 10). El perfil geológico exhibe, en su extremo oeste, una estructura anticlinal asimétrica (anticlinal de Baudó) con su eje principal orientado en dirección norte-sur (Fig. 10A). Este anticlinal está limitado al oeste por la falla Quebrada Bongo; su flanco frontal presenta un elevado buzamiento mientras que su flanco dorsal culmina con un sinclinal de gran escala (sinclinal del Atrato) (Fig. 10B). En la cresta del anticlinal aflora la unidad más antigua, de edad del Cretácico Superior-Paleoceno, y en su flanco dorsal se forman pliegues menores en las secuencias de edad miocena a pliocena, extendiéndose por más de 75 km al este (Fig. 10B). Hacia el sur, esta configuración está limitada por el sistema de fallas de San Juan, con

cinemática de rumbo dextral, que afecta unidades del Mioceno-Plioceno (Fig. 10A).

La sección estructural observada en la figura 10B está controlada por el pozo Urodó-1, en cuyo término se cortaron secuencias del Paleoceno-Eoceno Medio, y por el pozo Necora-1 que controla, a profundidad, la presencia de secuencias del Cretácico Superior-Paleoceno. En los sedimentos del Paleoceno-Eoceno Medio, y posiblemente del Cretácico Superior, se observa una geometría subtabular, mientras que los mayores espesores se evidencian hacia la falla Quebrada Bongo. Las secuencias del Paleoceno-Eoceno Medio disminuyen su espesor progresivamente hacia el este y no afloran en superficie, lo que marca la discordancia del Oligoceno. Las secuencias del Mioceno Superior-

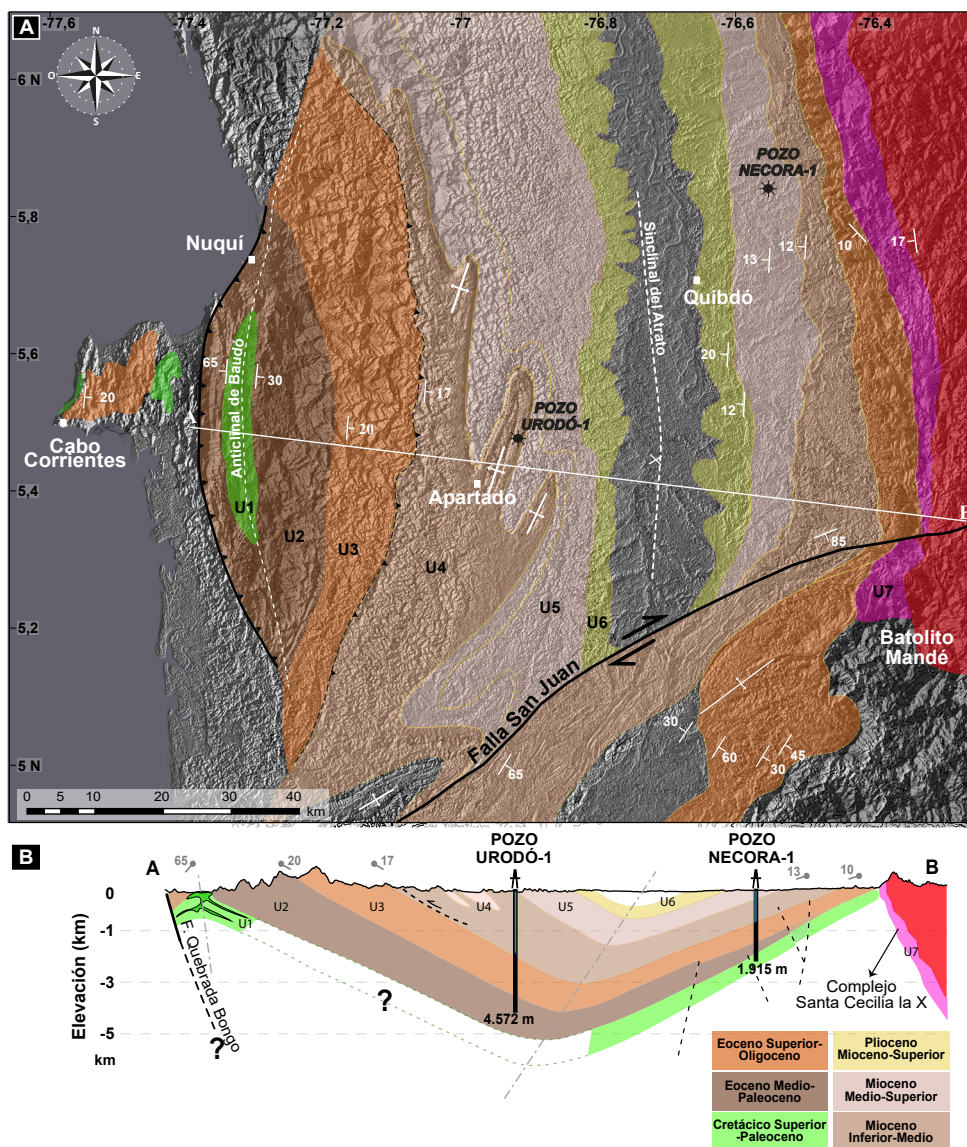


FIG. 10. Mapa geológico y sección estructural en el depocentro Atrato. **A.** Mapa geológico elaborado a partir de datos de campo e interpretación geomorfológica, que integra los datos de los mapas publicados por el Servicio Geológico Colombiano. **B.** Sección estructural (SC) correlacionada con los pozos Urodó-1 y Necora-1. El segundo es proyectado por el rumbo de la unidad U5 a 45 km. Las fallas punteadas son proyectadas de la línea sísmica interpretada por Suárez-Rodríguez (2007). Las diferentes unidades son identificadas por los colores y nomenclatura (U1-U7).

Plioceno se presentan asimétricas y adelgazadas hacia el oeste. El flanco oriental del sinclinal de Atrato tiene deformación por fallas inversas que involucran secuencias del Mioceno Inferior-Medio.

Suárez-Rodríguez (2007) reporta, para la zona, una discordancia de edad oligocena en superficie y sugiere, mediante secciones sísmicas, que las secuencias del Eoceno Medio-Superior se encuentran

involucradas en el flanco este del sinclinal del Atrato. Dichas secuencias poseen adelgazamiento en cubrimiento hacia el este, y culminan sobre unidades del Cretácico Superior-Eoceno Inferior a profundidades de ~0,8 s en la línea sísmica (es decir, no afloran en superficie). Ese mismo autor identifica fallas inversas antitéticas asociadas a la falla principal Quebrada Bongo.

5. Interpretación y discusión

5.1. Continuidad de una plataforma en el margen pacífico colombiano durante el Maastrichtiano-Eoceno Medio-tardío

Las evidencias encontradas en las líneas sísmicas y las secciones estratigráficas permiten inferir que el margen pacífico colombiano, entre el Cretácico tardío (Maastrichtiano) y el Eoceno Medio-tardío, presentó sedimentación continua a lo largo de una extensa plataforma. Los elevados espesores (>3.200 m) de las secciones estratigráficas hacia el norte (secciones F y G; Fig. 4), sugieren una posible extensión que facilitó el acomodo de las diferentes secuencias sedimentarias.

La presencia de actividad magmática se observa a lo largo de las cuencas, en especial durante el Cretácico Superior (Secciones G y H; Fig. 4). En el extremo norte de la SCA, el magmatismo está representado por niveles de basalto con afinidad oceánica tipo MORB (Haffer, 1967), intercalados con sedimentos cretácicos marinos (Fig. 4), los que también están presentes cerca de la falla Quebrada Bongo (Fig. 10). La existencia de estos niveles de basaltos disminuye significativamente hacia el sur en la SCSJ, mientras que en la CT están acompañados por gruesos niveles de tobas (Sección A; Fig. 4) y geoformas de posible origen volcánico interpretadas a partir de la sección sísmica de la figura 6. Durante el Eoceno Medio la actividad volcánica se concentró en la SCA, tal como se observa en las columnas estratigráficas F, G y H (Fig. 4). Esta actividad se habría iniciado durante el Paleoceno según Grajales *et al.* (2020) y Zapata-García y Rodríguez-García (2020).

La sedimentación durante el Paleoceno-Eoceno temprano está representada por secuencias de lutitas fisibles de plataforma interna, con desarrollo local de calizas tipo micrita, y lutitas fisibles de ambiente hemipelágico en las cuencas CT y SCA; mientras que en la SCSJ fueron depositadas secuencias menos profundas en un ambiente de abanico. El acuñaamiento de estas secuencias hacia el este evidencia un levantamiento en el borde oriental de las cuencas, posiblemente relacionado con la intrusión del batolito de Mandé (Fig. 10) (Grajales *et al.*, 2020; Zapata-García y Rodríguez-García, 2020), lo que sugiere una sedimentación sintectónica y sinmagmática. En el Eoceno Medio-tardío, en tanto, se desarrollaron plataformas clásticas carbonáticas con montículos de calizas, las que avanzaron hacia

el continente hasta el Oligoceno temprano. Estas estructuras se observan, en especial, en las cuencas CT y SCSJ (Figs. 6 y 7) y se asociarían posiblemente con una transgresión marina (Fig. 11A y B).

Trabajos recientes de análisis de procedencia y geocronología detrítica al sur de la SCA (sector de Cabo Corrientes), colindante con la sección estructural vista en la figura 10, establecen que los componentes de la Formación Salaquí provienen desde la cordillera Central de Colombia (Ariza *et al.*, 2022). La misma fuente se ha estimado para la procedencia de los componentes de la Formación Iro, de edad paleoceno-eocena en la SCSJ (Gallego, 2017). En este sentido, la SCA muestra una cercanía al continente a partir del Paleoceno-Eoceno.

El origen de los basaltos oceánicos tipo MORB intercalados en las secuencias marinas se interpretan con respecto a dos ambientes tectónicos: 1) en márgenes divergentes de corteza oceánica (Wilkinson, 1982), y 2) en la transición océano-continente bajo un régimen de extensión (Desmurs *et al.*, 2001). Con respecto a la primera alternativa, los basaltos generados de este modo requerirían de un sistema de subducción para ser acrecionados al continente. En un sistema de terrenos oceánicos acrecionados se esperaría que la corteza superior exhibiera engrosamiento vertical por apilamiento de bloques (Bruhn *et al.*, 2004, 2012; Ricketts, 2019), donde la sedimentación provendría de la erosión de esos mismos terrenos acrecionados. En la segunda alternativa, en tanto, la presencia de magmas basálticos de afinidad mantélica en superficie se puede asociar con la generación y evolución de fallas normales, las que actuarían como conductos que favorecerían el ascenso magmático (*e.g.*, Whitmarsh *et al.*, 1996; Boillot y Froitzheim, 2001; Desmurs *et al.*, 2001; Decarlis *et al.*, 2018).

Si bien la evolución del margen colombiano se caracteriza por acreciones de terrenos a partir de un sistema de subducción (Duque-Caro, 1990a; Kerr *et al.*, 1997; Cediél *et al.*, 2003; Villagómez *et al.*, 2011; Cardona *et al.*, 2018), la integración de los resultados de este trabajo permite analizar la continuidad de este margen desde finales del Cretácico tardío (Maastrichtiano) hasta el Eoceno Medio-tardío. De acuerdo con este análisis, la configuración del margen colombiano no parece presentar las estructuras de apilamiento de bloques (Desrochers *et al.*, 1993; Bruhn *et al.*, 2004, 2012; Hedin *et al.*, 2014; Bender, 2019; Ricketts, 2019)

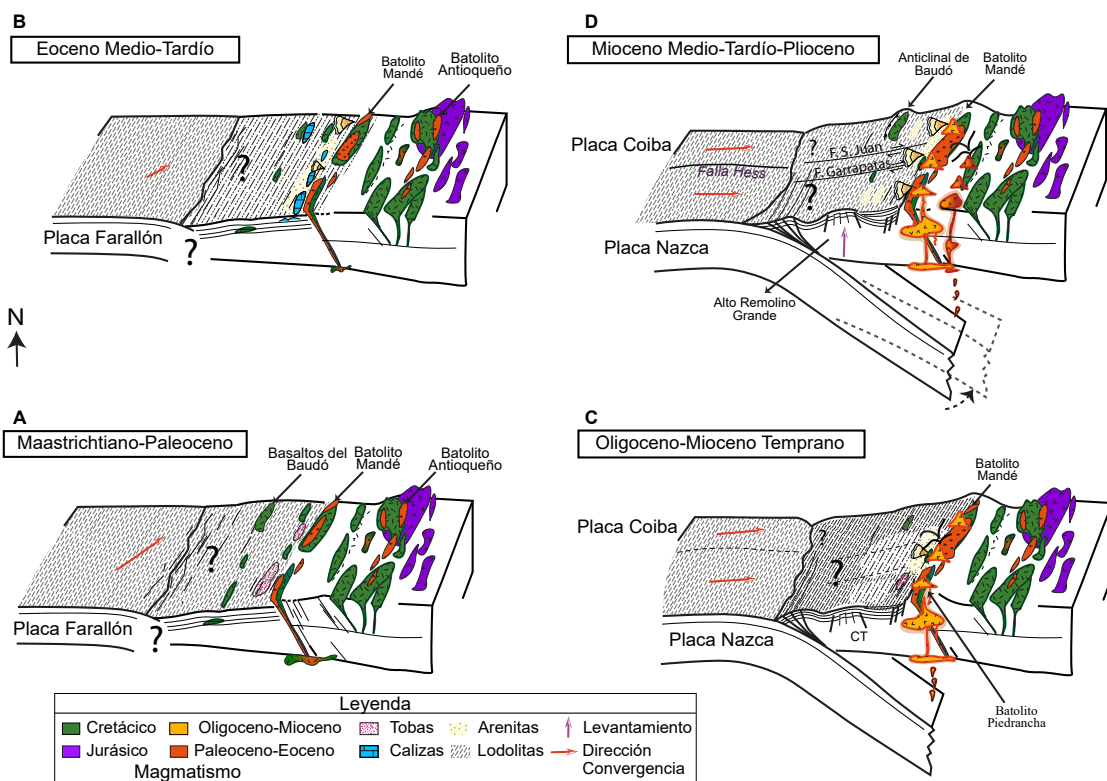


FIG. 11. Representación esquemática de la evolución del margen pacífico colombiano desde el Cretácico tardío hasta el Plioceno. **A.** Plataforma con flujo de basaltos intercalados con lutitas, pedernal y tobas de focos continentales. **B.** Desarrollo de una plataforma clástica carbonatada contemporánea con intrusiones magmáticas. **C.** Generación de espacio de acomodo en la CT durante un régimen transtensional simultáneo al emplazamiento de cuerpos intrusivos de edad oligocena. **D.** Levantamiento del alto de Remolino Grande, deformación generada por las fallas de Garrapatas y San Juan y generación del anticlinal del Baudó.

esperables en un contexto de acreción de terrenos como el considerado para el origen de los basaltos tipo MORB. Asimismo, en el oriente de la CT (sección A; Fig. 4), estos niveles de basaltos están cubiertos por tobas de afinidad continental. En la SCA, los grandes espesores registrados (secciones F y G; Fig. 4), sugieren la presencia de un régimen tectónico extensional para el margen colombiano. El origen de los basaltos tipo MORB no se ha determinado con precisión, sin embargo, se podría asociar tentativamente con un margen extensional.

5.2. Evolución de las cuencas durante el Oligoceno-Plioceno

La configuración actual de las cuencas está dada por la acumulación y deformación de las secuencias del Oligoceno hasta el Plioceno.

5.2.1. Deformación de las cuencas CT y SCSJ

La sedimentación ocurrida desde el Eoceno Medio-Tardío fue continua, tanto para la CT como para la SCSJ, al norte del sistema de fallas de Garrapatas. La deformación generada por la falla de Garrapatas afectó a las secuencias del Eoceno Medio-tardío hasta el Mioceno tardío-¿Plioceno? ubicadas al noreste de ella (Fig. 8). Esta actividad permite inferir que la CT y la SCSJ habrían evolucionado como una sola cuenca durante el Plioceno.

Las estructuras interpretadas mediante las líneas sísmicas sugieren el levantamiento hacia el este de las cuencas durante el Oligoceno-Mioceno temprano. En la CT se observan los hombros de basamento a diferentes alturas, con la mayor altura en el hombro oriental (Fig. 6). Las secuencias del Oligoceno-Mioceno Temprano muestran un acuñamiento hacia el oriente, reportado también por López-Ramos

(2020), adyacente a la falla Junín (falla de rumbo en superficie), posiblemente asociado con la intrusión del batolito de Piedrancha (23-19 Ma; Fig. 6). En superficie, en el flanco oriental de la CT se observan secuencias desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno tardío, adyacentes a la falla Junín (secciones A y B; Fig. 4). Las secuencias depositadas desde el Maastrichtiano al Oligoceno-Mioceno temprano fueron deformadas por fallas normales en el centro y sur del margen continental (Figs. 6 y 8). Hacia el oriente, en la CT y la SCSJ, se generaron estructuras de pilares tectónicos, fosas tectónicas y fallas tipo dominó durante el Oligoceno-Mioceno temprano (Figs. 6, 7 y 8). Posteriormente, la deformación fue más intensa al occidente de la CT, posiblemente en respuesta a un régimen transtensional considerando el desplazamiento de rumbo de la falla Junín (ANH-GRP, 2014). Durante este periodo, la deformación en la SCA es acomodada por fallas inversas en el flanco oriental del sinclinal de Atrato (Fig. 10). El evento transtensional del Oligoceno-Mioceno temprano es reportado por Aizprua (2021) en las cuencas Manabí y Borbón, al norte de Ecuador, las cuales limitan con la cuenca Tumaco. Cediel *et al.* (1998) describe también estructuras extensionales costa afuera (*offshore*) de la CT y la SCSJ.

Durante el Mioceno Medio-tardío se genera el levantamiento del alto de Remolino Grande en la CT (Fig. 11D). Dicho levantamiento fue también reportado por Borrero *et al.* (2012), López-Ramos (2020) y Pardo *et al.* (2020), los cuales lo asocian al crecimiento de un prisma acrecional que dio lugar a una cuenca de antearco. Las cuencas de antearco desarrolladas de esta manera son clasificadas en la literatura como cuencas frías (Allen y Allen, 2005). No obstante, análisis de trazas de fisión en apatito (AFT) y vitrinita realizados por Barbosa (2012) en los pozos Majagua-1 y Remolino Grande-1, indican que la CT alcanzó temperaturas desde 80 °C hasta 120 °C al momento de la formación del alto de Remolino Grande y esto fue coetáneo al emplazamiento de los intrusivos interpretados en la línea sísmica mostrada en la figura 8. En este sentido, el levantamiento del alto de Remolino Grande pudo ser en respuesta a un evento intrusivo durante el Mioceno Medio-tardío. Sin embargo, queda abierta la posibilidad de que se tratara de diapiros de lodo, tal como lo interpreta Pardo *et al.* (2020).

Durante el Mioceno tardío al Plioceno se sugiere para la SCSJ deformación transpresional generada

por las fallas de Garrapatas y San Juan. El presente estudio también sugiere que la parte sur de la SCSJ fue afectada por transpresión durante el Mioceno Medio-tardío (es importante notar, por ejemplo, la inflexión de las capas a ambos costados de la falla de Garrapatas en la figura 8). Hacia el norte de la cuenca, la deformación dextral es generada por la falla San Juan (Fig. 10A). La cinemática de la falla de Garrapatas ha sido interpretada de rumbo dextral con componente inverso (París *et al.*, 2000; Suárez-Rodríguez, 2007) y marca el alto estructural de la SCSJ (Fig. 8). Esta deformación transpresiva también es reportada por Cediel *et al.* (2009) para el Plioceno temprano.

Con respecto al sistema de fallas San Juan y de Garrapatas, ambas limitan la SCSJ (Fig. 2). Se trata de fallas paralelas con componente dextral, asociadas a un evento compresivo del Oligoceno-Mioceno Medio (Petrobas-Ecopetrol, 2002; Suárez-Rodríguez, 2007; ANH-EAFIT, 2007). La cinemática dextral posterior al Mioceno tardío presente en los dos sistemas de fallas habría generado una estructura tipo *pop-up* (e.g., Aydin y Nur, 1985; Biddle y Christie-Blick, 1985), contemporánea al levantamiento del borde occidental de la CT (Fig. 6).

A partir del Plioceno se presenta la progradación de deltas hacia las cuencas. Ellas son evidenciadas en los análisis de paleoambientes y en las clinoformas sigmoidales presentes en las líneas sísmicas (Figs. 6 y 7), las cuales también fueron reportadas por López-Ramos (2020).

5.2.2. Deformación de la subcuenca Atrato

La deformación principal al sur de la SCA ocurrió durante el Mioceno tardío-Plioceno. En este periodo se genera el anticlinal de Baudó controlado por la falla Quebrada Bongo, lo que origina, a su vez, el sinclinal de Atrato (Fig. 10). Debido a que no se tienen evidencias del espesor de las secuencias afectadas por la falla, en particular aquellas del Cretácico tardío, la falla Quebrada Bongo podría también interpretarse como una estructura de inversión de un semigraben.

Con respecto al bloque Panamá-Chocó, el cual ha sido considerado limitado por la falla de Garrapatas al sur de la SCSJ (Duque-Caro, 1990a; Nivia *et al.*, 1997; Cediel *et al.*, 2003; Cardona *et al.*, 2018; Barbosa-Espitia *et al.*, 2019; Montes *et al.*, 2019), los datos aquí analizados evidencian una continuidad de las secuencias sedimentarias del Eoceno Medio-tardío a ambos lados de la falla de Garrapatas (Fig. 8).

Asimismo, existe continuidad en la geometría y geoquímica del magmatismo Paleoceno-Eoceno a lo largo de toda la cordillera Occidental, tal como propusieron Grajales *et al.* (2020).

Aunque las cuencas costa adentro del margen cenozoico colombiano han sido clasificadas en estudios previos como cuencas de antearco, más allá de su posición con respecto a la paleotrinchera, hay razones en el presente trabajo para considerar que no presentan las características de esta clase de cuencas. Los motivos son los siguientes: (1) exhiben evidencia de actividad magmática; (2) no se observan secuencias sedimentarias atribuibles a un prisma de acreción, el cual sería uno de los elementos esperados en este tipo de cuencas (*e.g.*, Noda, 2016; Mannu *et al.*, 2017); y (3) las cuencas de antearco han sido clasificadas como frías (Allen y Allen, 2013), lo cual no es acorde con las temperaturas mayores a 80 °C documentadas en la CT (Barbosa, 2012).

Los datos expuestos en este trabajo no sustentan los modelos planteados para la evolución del margen del pacífico colombiano. Se propone, por lo tanto, un modelo evolutivo congruente con la información existente (Fig. 11). Este modelo se verá fortalecido a medida que exista más información geocronológica, estructural y estratigráfica.

6. Conclusiones

El margen continental colombiano fue una plataforma marina continua durante el Maastrichtiano-Eoceno Medio-tardío. Dicha plataforma se puede dividir latitudinalmente en tres segmentos. En los segmentos sur y centro se sugiere una sedimentación sintectónica y sinmagmática durante el Oligoceno-Mioceno temprano. El inicio de un régimen tectónico transpresional afectó las secuencias sedimentarias del Cretácico tardío al Oligoceno-Mioceno tardío y generó el levantamiento del alto de Remolino Grande en la cuenca Tumaco. En el segmento central, se desarrollaron los sistemas de fallas San Juan y de Garrapatas, de cinemática dextral-inversa que formaron un *pop-up*. Para el Mioceno tardío-Plioceno, en la subcuenca Atrato se genera el anticlinal de Baudó controlado por la falla Quebrada Bongo, mientras que el flanco oriental de la cuenca Tumaco y la subcuenca San Juan se levanta y se forma la actual cordillera Occidental.

El presente trabajo sugiere que, en el margen continental de Colombia, no se observa para el

Cenozoico temprano evidencia de acreción de terrenos. Por el contrario, se observa una plataforma continua sin evidencia de un sistema de subducción. Se sugiere, en consecuencia, la posibilidad de que el inicio del sistema de subducción en el margen colombiano haya ocurrido durante el Oligoceno temprano, dando origen a la segmentación del margen con diferentes estilos estructurales.

Agradecimientos

Agradecemos a la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), que durante los últimos 7 años proporcionó información estratigráfica de pozos-superficie y reprocesamiento de líneas sísmicas en las cuencas de la frontera del pacífico colombiano, la cual dispuso para el desarrollo de este trabajo. El manuscrito se vio grandemente mejorado gracias a los comentarios y sugerencias de J. Skarmeta y D. Bertin. Un agradecimiento muy especial al doctor D. Barrero Lozano, por su vinculación abnegada y desinteresada en el desarrollo de este trabajo.

Referencias

- Aizprua, C. 2021. Forearc crustal structure and controlling factors on basin formation across the southernmost Northern Andes. Université de Lille; Norwegian University of Science and Technology. Ph.D. Thesis: 240 p. Trondheim.
- Acosta, J.; Velandia, F.; Osorio, J.; Lonergan, L.; Mora, H. 2007. Strike-slip deformation within the Colombian Andes. Geological Society, London Special Publications 272: 303-319.
- Allen, P.A.; Allen, J.R. 2005. Basin Analysis: Principles and Applications (Second edition). Wiley-Blackwell: 560 p. Malden.
- Allen, P.A.; Allen, J.R. 2013. Basin Analysis: Principles and Applications to Petroleum Play Assessment (Third edition). Wiley-Blackwell: 640 p. Chichester.
- Álvarez, E.; González, H. 1978. Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras (Ingeominas), Oficina Regional Medellín: 366 p.
- ANH. 2010. Programa sísmico Chocó-Buenaventura 2D 2006, Subcuenca del río San Juan, Colombia. Interpretación Geológica de Información Geofísica, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Informe final: 76 p. https://www.anh.gov.co/documents/2762/Sismica_Choco_Buenaventura_2D_2006_2010_1.pdf
- ANH-DUNIA (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Dunia Consultores Ltda.). 2006. Cartografía geológica en el

- área de la subcuenca Atrato-San Juan, Departamento del Chocó. Informe de Integración e Interpretación de la Información Geológica de Campo: 141 p. Bogotá. https://www.anh.gov.co/documents/2696/CARTOGRAF%C3%8DA_GEOL%C3%93GICA_SUBCUENCA_ATRATO_2005.pdf
- ANH-EAFIT. 2007. Inventario, compilación, interpretación y evaluación integral de la información geológica de la cuenca Atrato y cuenca San Juan. Arco Chocó, Colombia. Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad EAFIT, Reporte Especial <<https://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Tesis/GEOLOGIA,%20GEOFISICA%20Y%20GEOQUIMICA%20CHOCO%202008.pdf>>
- ANH-GEOESTUDIOS. 2008. Levantamiento de columnas estratigráficas y realización de análisis petrográficos, petrofísicos, bioestratigráficos y geoquímicos en las áreas de Pasto-El Bordo, Cali-Buga y Buga-Cartago (Cuenca Cauca-Patía). Agencia Nacional de Hidrocarburos, Geostudios, Informe Original: 411 p. Bogotá. https://www.anh.gov.co/documents/2680/ESTRATIGRAFIA_PETROGRAFIA_PETROFISICA_BIOESTRATIGRAFIA_Y_GEOQUIMICA_CAUCA-PATIA_2008.pdf
- ANH-GRP. 2011. Cartografía geológica a escala 1:100.000 de las planchas 340, 362, 385 y 409 localizadas en la Cuenca Tumaco, así como el inherente levantamiento de columnas estratigráficas y muestreo litológico para los análisis petrográficos, bioestratigráficos, geoquímicos, petrofísicos y radiométricos. Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Geología Regional y Prospección, Publicación Especial, contrato No. 84 de 2010. <http://recordcenter.sgc.gov.co/B13/23008010024579/documento/pdf/2105245791101000.pdf>
- ANH-UCALDAS. 2011. Estudio geológico integrado en la Cuenca Tumaco Onshore. Síntesis cartográfica, sísmica y análisis bioestratigráfico, petrográfico, geocronológico, termocronológico y geoquímico de testigos de perforación y muestras de superficie. Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad de Caldas, Cartografía geológica a escala 1:100.000, 215 p. Manizales.
- Anells, R.N.; Forero, H.F.; Rodríguez, C.A. 1988. Geology and gold potential of the Timbiquí and Napi river basins, Cauca Department, Colombia. Valle and Cauca Pacific Coast Precious Metals Project-MPP, Technical Report WC/88/45. British Geological Survey, Overseas Directorate, Ingeominas Colombia: 98 p. Keyworth, Notts, United Kingdom.
- Ariza-Acero, M.M.; Spikings, R.; Beltrán-Triviño, A.; Ulianov, A.; von Quadt, A. 2022. Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the basement of the Chocó-Panamá Block in Colombia. *Lithos* 412-413. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106598>
- Aspden, J.A.; Litherland, M. 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics* 205 (1-3): 187-204. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)
- Aydin, A.; Nur, A. 1985. The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation (Biddle, K.T.; Christie-Blick, N.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications 37: 35-44. doi: <https://doi.org/10.2110/pec.85.37.0035>
- Badley, M.E. 1987. Practical Seismic Interpretation. Prentice Hall: 266 p. United States.
- Barbosa-Espitia, A.; Kamenov, G.D.; Foster, D.A.; Restrepo-Moreno, S.; Pardo-Trujillo, A. 2019. Contemporaneous Paleogene arc-magmatism within continental and accreted oceanic arc complexes in the northwestern Andes and Panama. *Lithos*: 348-349. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105185>
- Barbosa, A.A. 2012. Historias térmicas de la Cuenca Tumaco y sector sur de la Cordillera Occidental: Implicaciones para la generación de hidrocarburos y evolución tectónica del noroccidente de Suramérica. M.Sc. Thesis (Unpublished): 194 p. Manizales.
- Barrero, D. 1979. Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 4: 75 p. Bogotá, Colombia.
- Bedoya, G.; Cediell, F.; Restrepo-Correa, I.; Cuartas, C.; Montenegro, G.; Marin-Cerón, M.I.; Mojica, J.; Cerón, R. 2009. Aportes al conocimiento de la evolución geológica de las cuencas Atrato y San Juan dentro del arco Panamá-Chocó. *Boletín de Geología* 31 (2): 69-81. <https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/351>
- Bender, H. 2019. Assembly of the Caledonian Orogenic Wedge, Jämtland. Stockholm University, Ph.D. Thesis: 44 p.
- Biddle, K.T.; Christie-Blick, N. 1985. Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37: 386 p.
- Boillot, G.; Froitzheim, N. 2001. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions. *Geological*

- Society, London, Special Publications 187: 9-30. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.02>
- Borrero, C.; Pardo, A.; Jaramillo, M.; Osorio, J.; Cardona, A.; Flores, A.; Castillo, H. 2012. Tectonostratigraphy of the Cenozoic Tumaco forearc basin (Colombian Pacific) and its relationship with the northern Andes orogenic build up. *Journal of South American Earth Sciences* 39: 75-92. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.04.004>
- Boschman, L.; Hinsbergen, D.; Torsvik, T.; Spakman, W.; Pindell, J. 2014. Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic. *Earth-Science Reviews* 138: 108-136. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.08.007>
- Bruhn, R.L.; Pavlis, T.L.; Plafker, G.; Serpa, L. 2004. Deformation during terrane accretion in the Saint Elias orogen, Alaska. *Geological Society of America Bulletin* 116 (7-8): 771-787. doi: <https://doi.org/10.1130/B25182.1>
- Bruhn, R.L.; Sauber, J.; Cotton, M.M.; Pavlis, T.L.; Burgess, E.; Ruppert, N.; Forster, R.R. 2012. Plate margin deformation and active tectonics along the northern edge of the Yakutat Terrane in the Saint Elias Orogen, Alaska, and Yukon, Canada. *Geosphere* 8 (6): 1384-1407. doi: <https://doi.org/10.1130/GES00807.1>
- Cardona, A.; León, S.; Jaramillo, J.S.; Montes, C.; Valencia, V.; Vanegas, J.; Bustamante, C.; Echeverri, S. 2018. The Paleogene arcs of the northern Andes of Colombia and Panama: Insights on plate kinematic implications from new and existing geochemical, geochronological and isotopic data. *Tectonophysics* 749: 88-103. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.10.032>
- Cardona, A.; León, S.; Jaramillo, J.S.; Valencia, V.; Zapata, S.; Pardo-Trujillo, A.; Schmitt, A.K.; Mejía, D.; Arenas, J.C. 2020. Cretaceous record from a Mariana- to an Andean-type margin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic* (Gómez, J.; Pinilla-Pachon, A.O.; editors). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 36: 39 p. Bogotá. doi: <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.10>
- Cediel, F.; Barrero, D.; Cáceres, C. 1998. Seismic Atlas of Colombia: Seismic expression of structural styles in the basins of Colombia. *Robertson Research International*: 89 p. Bogotá.
- Cediel, F.; Shaw, R.; Cáceres, C. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (Bartolini, C.; Buffler, R.T.; Blickwede, J.; editors). American Association of Petroleum Geologists 79: 815-848.
- Cediel, F.; Restrepo, I.; Marín-Cerón, M.I.; Duque-Caro, H.; Cuartas, C.; Mora, C.; Montenegro, G.; García, E.; Tovar, D.; Muñoz, G. 2009. Geology and hydrocarbon potential: Atrato and San Juan Basins (Choco/Panama Arc, Colombia), Tumaco Basin (Pacific Realm). *Universidad EAFIT*: 178 p. Medellín, Colombia. https://anh.gov.co/documents/16/libro_eafit.pdf
- Chopra, S. Marfurt, K.J. 2007. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. *Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Developments* 11: 481 p. doi: <https://doi.org/10.1190/1.9781560801900>
- Cossio, U. 1994. Mapa geológico generalizado del departamento del Chocó, escala 1:600.000. Instituto Nacional de Investigaciones Geológicas Mineras (Ingeominas), Memoria Explicativa: 46 p.
- Daly, M. 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics* 8 (4): 769-790. doi: <https://doi.org/10.1029/TC008i004p00769>
- Decarlis, A.; Gillard, M.; Tribuzio, R.; Epin, M.E.; Manarschal, G. 2018. Breaking up continents at magma-poor rifted margins: a seismic v. outcrop perspective. *Journal of the Geological Society* 175 (6): 875-882. doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2018-041>
- Desmurs, L.; Manatschal, G.; Berdoulli, D. 2001. The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland. *Non-volcanic rifting of continental margins: a comparison of evidence from land and sea* (Wilson, R.C.L.; Whitmarsh, R.B.; Taylor, B.; Froitzheim, N.; editors). Geological Society, London, Special Publications 187: 235-266. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.187.01.12>
- Desrochers, J-P.; Hubert, C.; Ludden, J.N.; Pilote, P. 1993. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada. *Geology* 21 (5): 451-454. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021%3C0451:AOAOPF%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021%3C0451:AOAOPF%3E2.3.CO;2)
- Dickinson, W.R.; Seely, D.R. 1979. Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. *American Association of Petroleum Geologists* 63 (1): 2-31. doi: <https://doi.org/10.1306/ce5387c3>
- Dueñas, H.; Navarrete, R. 2000. Edad de la Formación Vjies en el Pozo V3A, Oligoceno del piedemonte oriental de la Cordillera Occidental, Departamento del Valle del Cauca, Colombia. *Geología Colombiana*, 25: 25-43.
- Duque-Caro, H. 1989. El Arco de Dabeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del noroccidente de la Cordillera Occidental. *In Congreso Colombiano*

- de Geología, No. 5, Memorias, Tomo 1: 108-126. Bucaramanga.
- Duque-Caro, H. 1990a. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 3 (1): 71-84. doi: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- Duque-Caro, H. 1990b. Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in northwest South America and the evolution of the Panama Seaway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77 (3-4): 203-234. doi: [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90178-A](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90178-A)
- Echeverri, S.; Pardo-Trujillo, A.; Borrero, C.; Cardona, A.; Rosero, S.; Celis, S.A.; López, S.A. 2016. Estratigrafía del Neógeno Superior al sur de la Cuenca Tumaco (Pacífico Colombiano): La Formación Cascajal, propuesta de redefinición litoestratigráfica. *Boletín de Geología* 38 (4): 43-60. doi: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v38n4-2016003>
- Estrada, J.J. 1995. Paleomagnetism and accretion events in the northern Andes. Ph.D. Thesis, State University of New York: 344 p.
- Etayo-Serna, F.; Parra, E.; Rodríguez, G. 1982. Análisis facial del “Grupo Dagua” con base en secciones aflorantes al oeste de Toro (Valle del Cauca). *Geología Norandina* 5: 3-12.
- Etayo-Serna, F.; Barrero, D.; Lozano, H.; Espinoza, A.; González, H.; Orrego, A.; Ballesteros, I.; Forero, H.; Ramírez, C.; Zambrano-Ortiz, F.; Duque-Caro, H.; Vargas, R.; Núñez, A.; Álvarez, J.; Ropain, C.; Cardozo, E.; Galvis, N.; Sarmiento, L.; Alberts, J.P.; Case, J.E.; Greenwood, W.R.; Singer, D.A.; Berger, B.R.; Cox, D.P.; Hodges, C.A. 1983. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Ingeominas, Publicación Especial: 235 p. Bogotá.
- Evans, C.D.; Whittaker, J.E. 1982. The geology of the western part of the Borbón Basin, North-west Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications* 10: 191-198. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.12>
- Feininger, T. 1987. Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. *Canadian Journal of Earth Sciences* 24 (2): 266-278. doi: <https://doi.org/10.1139/e87-028>
- Feininger, T.; Bristow, C.R. 1980. Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69: 849-874. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02104650>
- Flores, J.-A.; Mejía-Molina, A.; Buitrago, M.; Pardo, A.; Siero, F.; Borrero, C.; Ochoa, D.; Osorio, J.; Ruiz, E.; Alvarán, M.; Fómez, C.; López, S.; Carolynna, A. 2012. Nanofósiles calcáreos y ambientes de depósito en sedimentos del Cenozoico de los sectores Atlántico y Pacífico de Colombia. In *Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, No. 11, European Association of Geoscientists and Engineers: cp-330-00114.
- Gansser, A. 1950. Geological and petrological notes on Gorgona Island in relation to North-Western South America. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische* 30: 219-237. doi: <https://doi.org/10.5169/seals-24444>
- Gallego, N.F. 2017. Análisis de procedencia de las unidades paleógenas en la cuenca San Juan (Pacífico Colombiano), y su relación con la paleogeografía de la esquina NW de Suramérica. M.Sc. Thesis (Unpublished), Universidad de Caldas: 99 p. Manizales.
- Grajales, J.A.; Nieto-Samaniego, A.F.; Barrero, D.; Osorio, J.A.; Cuellar, M. 2020. Emplazamiento del magmatismo Paleoceno-Eoceno bajo un régimen transtensional y su evolución a un equilibrio dinámico en el borde occidental de Colombia. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 37 (3): 250-268. doi: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2020.3.1570>
- Goossens, P.J.; Rose, W.I.; Flores, D. 1977. Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America. *Geological Society of America Bulletin* 88 (12): 1711-1720. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88%3C1711:GOTOTB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88%3C1711:GOTOTB%3E2.0.CO;2)
- Haffer, H. 1967. On the Geology of the Urabá and northern Chocó regions NW-Colombia. *Colombian Petroleum Company, COLPET, Internal Report GR-351: 106 p. Bogotá.*
- Hedin, P.; Malehmir, A.; Gee, D.G.; Juhlin, C.; Dyrelius, D. 2014. 3D interpretation by integrating seismic and potential field data in the vicinity of the proposed COSC-1 drill site, central Swedish Caledonides. *Geological Society, London, Special Publications* 390 (1): 301-319. doi: <http://dx.doi.org/10.1144/SP390.15>
- Hughes, R.A.; Pilatasig, F.L. 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345 (1-4): 29-48. doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00205-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00205-0)
- Ingeominas. 1999a. Cuadrángulo N-6 Popayán, planchas 320 Buenos Aires - 321 Santander de Quilichao (Calotó) - 342 Popayán (Piendamó). Instituto Colombiano de Geología y Minería, Mapa Geológico de Colombia, escala 1:100.000. Memoria Explicativa, Cali, Colombia.

- Ingeominas. 1999b. Geología de la plancha 204, Pueblo Rico. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Mapa Geológico de Colombia, escala 1:100.000. Memoria Explicativa, Bogotá.
- Ingeominas (Instituto Colombiano de Geología y Minería). 2002. Investigación Integrada del Andén Pacífico Colombiano. Tomo 1: Geología. Departamento Nacional de Estadística, Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Subdirección de información Geológico Minera INGEOMINAS: 168 p. Bogotá.
- Ingeominas. 2003a. Geología de las planchas 240 Pichimá, 241 Cucurupí, 259 Malaguita y 260 Aguas Claras, departamentos de Chocó y Valle del Cauca. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Mapa Geológico de Colombia, escala 1:200.000. Memoria Explicativa, Bogotá.
- Ingeominas. 2003b. Geología de las planchas 127 Cupica, 128 Río Murri, 143 Bahía Solano y 144 Tagachí. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Mapa Geológico de Colombia, escala 1:100.000. Memoria Explicativa, Bogotá.
- Jaramillo, C.; Rueda, M.; Torres, V. 2011. A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia. *Palynology* 35(1): 46-84. doi: <https://doi.org/10.1080/01916122.2010.515069>
- Jiménez, N.; Ordóñez, M.; Montenegro, G. 2007. Bioestratigrafía de las formaciones Viche y Angostura del Neógeno de la Cuenca Esmeraldas, Ecuador: sitios fosilíferos y edades obtenidas. *In* European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin América, No. 4. Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero 8: 229-234.
- Kennan, L.; Pindell, J.L. 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. The origin and evolution of the Caribbean Plate (James, K.H.; Lorente, M.A.; Pindell, J.L.; editors). Geological Society, London, Special Publication 328: 487-531. doi: <https://doi.org/10.1144/SP328.20>
- Kerr, A.C.; Marriner, G.F.; Tarney, J.; Nivia, A.; Saunders, A.D.; Thirlwall, M.F.; Sinton, C.W. 1997. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology* 38 (6): 677-702. doi: <https://doi.org/10.1093/ptro/38.6.677>
- Kerr, A.C.; Aspdén, J.A.; Tarney, J.; Pilatasig, L.F. 2002. The nature and provenience of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society* 159 (5): 577-594. doi: <https://doi.org/10.1144/0016-764901-151>
- Liu, L.; Spasojevic, S.; Gurnis, M. 2008. Reconstructing Farallon plate subduction beneath North America back to the late Cretaceous. *Science* 322 (5903): 934-938. doi: <https://doi.org/10.1126/science.1162921>
- Lonsdale, P. 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon Plate. *Tectonophysics*, 404 (3-4): 237-264. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- López-Ramos, E. 2020. Origin of a double forearc basin: The example of the Tumaco - Manglares basin, Northwestern South America. *CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro* 10 (1): 67-92. doi: <https://doi.org/10.29047/01225383.161>
- López, E. 2009. Évolution tectono-stratigraphique du double bassin avant-arc de la marge convergente Sud Colombienne - Nord Équatorienne pendant le Cénozoïque. Ph.D. Thesis. Université de Nice Sophia Antipolis: 371 p.
- Luzieux, L.; Heller, F.; Spikings, R.; Vallejo, C.F.; Winkler, W. 2006. Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 249 (3-4): 400-414. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- Macía, C. 1985. Características petrográficas y geoquímicas de rocas basálticas de la Península de Cabo Corrientes (Serranía de Baudó), Colombia. *Geología Colombiana* 14: 25-37.
- Maloney, K.T.; Clarke, G.L.; Klepeis, K.A.; Quevedo, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics* 32: 1049-1065. doi: <https://doi.org/10.1002/tect.20067>
- Mannu, U.; Ueda, K.S.; Willett, D.; Verry, T. V.; Strasser, M. 2017. Stratigraphic signatures of forearc basin formation mechanisms. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18: 2388-2410. doi: <https://doi.org/10.1002/2017GC006810>
- Marcaillou, B.; Collot, J.Y. 2008. Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian-South Colombian offshore Manglares forearc basin. *Marine Geology* 255 (1-2): 30-44. doi: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.07.003>
- Martinod, J.; Husson, L.; Roperch, P.; Guillaume, B.; Espurt, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 299 (3-4): 299-309. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010>

- McCourt, W.; Aspden, J.A.; Brook, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society* 141 (5): 831-845. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831>
- Mera, M.; Piragua, A. 2000. Correlación estratigráfica de las rocas del intervalo Paleoceno-Oligoceno, Subcuenca de San Juan, Chocó. Trabajo de grado, Universidad Nacional de Colombia: 93 p. Bogotá.
- Montes, C.; Rodríguez-Corcho, A.F.; Bayona, G.; Hoyos, N.; Zapata, S.; Cardona, A. 2019. Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin. *Earth-Science Reviews* 198:102903. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102903>
- Nanda, N.C. 2016. Seismic data interpretation and evaluation for hydrocarbon exploration and production: A Practitioner's Guide. Springer: 224 p. doi: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-26491-2>
- Nelson, H.W. 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental, sección carretera Cali-Buenaventura. *Boletín Geológico* 10 (1-3): 81-108. doi: <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol10.1-3.1962.235>
- Nivia, J.A.; Galvis, J.N.; Maya, H.M. 1997. Geología de la Plancha 242-Zarzal. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:100.000. Memoria Explicativa, Bucaramanga.
- Noda, A. 2016. Forearc basins: Types, Geometries, and relationships to subduction zone dynamics: *Geological Society of America Bulletin*. doi: <https://doi.org/10.1130/B31345.1>
- Nygren, W. 1950. The Bolivar geosyncline of northwestern South America. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 34 (10): 1998-2006. <https://doi.org/10.1306/3D934064-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Orrego, A. 1975. Geología y ocurrencias minerales de la parte oeste del Cuadrángulo N-6 Popayán. Ingeominas Informe 1690: 614 p. Bogotá, Colombia.
- Orrego, A.; París, G. 1991. Cuadrángulo N-6, Popayán: Geología, geoquímica y ocurrencias minerales. Ingeominas Informe 2160: 224 p. Bogotá, Colombia.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and south American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3): 233-248. doi: <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>
- Pardo-Trujillo, A.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A. 2002a. Estratigrafía y facies del Cretáceo Superior-Terciario Inferior(?) en el sector de Nogales-Monteloro (borde occidental de la cordillera Central, Colombia). *GEO-ECO-TROP* 26 (2): 9-40.
- Pardo-Trujillo, A.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A. 2002b. Estratigrafía y análisis facial del Cretáceo Superior en el sector de Apia-Pueblo Rico (Cordillera Occidental, Colombia). *GEO-ECO-TROP* 26 (2): 51-74.
- Pardo-Trujillo, A.; Echeverri, S.; Borrero, C.; Arenas, A.; Vallejo, V.; Trejos, R.; Plata, A.; Flores, J.A.; Cardona, A.; Restrepo, S.; Barbosa, A.; Murcia, H.; Giraldo, C.; Celis, S.; López, S.A. 2020. Cenozoic geologic evolution of the Southern Tumaco forearc basin (SW Colombian Pacific). *The Geology of Colombia* (Gómez, J.; Mateus-Zabala, D.; editors) Volume 3 Paleogene- Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales: 215-247. Bogotá. doi: <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.08>
- Paris, G.; Machette, M.M.; Dart, R.L.; Halle, K.M. 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. United States Geological Survey, Open-File Report 2000-284: 66 p. doi: <https://doi.org/10.3133/ofr00284>
- Parra, E. 1983. Geología y geoquímica de la Plancha 223 El Cairo, Valle. Ingeominas Informe 1914: 138 p. Medellín.
- Peñaloza, E.D.; Sánchez N. 2006. Patronamiento bioestratigráfico con base en foraminíferos planctónicos en el intervalo 2110'-5620' del pozo Remolino Grande-1, subcuenca Tumaco, Pacífico Colombiano. Trabajo de grado (Inédito), Universidad Industrial de Santander: 99 p. Bucaramanga.
- Pettijohn, F.; Potter, P.E.; Silver, R. 1987. Sand and sandstone, Springer-Verlag, Second Edition: 553 p. New York.
- Pindell, J.L.; Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications* 328: 1-55. doi: <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Pindell, J.; Kennan, L.; Maresch, W.V.; Draper, G.; Higgs, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela* (Lallemant, H.G.A.; Sisson, V.B.; editors). Geological Society of America, Special Paper 394: 7-52. doi: <https://doi.org/10.1130/0-8137-2394-9.7>
- Ramos, V. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision* (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Dickinson, W.R.; editors). Geological Society of America, Memoir: 204 p. doi: <https://doi.org/10.1130/MEM204>
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. 2020. Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental

- terrane. The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic - Paleozoic (Gómez, J.; Mateus-Zabala, D.; editors). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35: 37-63. Bogotá. doi: <https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>
- Ricketts, B.D. 2019. Cordilleran sedimentary basins of Western Canada record 180 million years of terrane accretion. The sedimentary basins of the United States and Canada (Miall, A.D.; editor) Second Edition, Elsevier 10: 445-475. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00010-3>
- Somoza, R.; Ghidella, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60 (4): 797-809.
- Spikings, R.; Winkler, W.; Seward, D.; Handler, R. 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 186 (1): 57-73. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00225-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00225-4)
- Spikings, R.A.; Winkler, W.; Hughes, R.A.; Handler, R. 2005. Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. Tectonophysics 399 (1-4): 195-220. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.023>
- Suárez-Rodríguez, M.A. 2007. Geological framework of the Pacific coast sedimentary basins, Western Colombia. Geología Colombiana 32: 47-62.
- Villagómez, D.; Spikings, R. 2013. Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the Northern Andes. Lithos 160-161: 228-249. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.008>
- Villagómez, D.; Spikings, R.; Magna, T.; Kemmer, A.; Winkler, W.; Beltrán, A. 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. Lithos 125: 875-896.
- Whitmarsh, R.; White, S.; Horsefield, S.J.; Sibuet, J.C.; Recq, M.; Louvel, V. 1996. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: Crustal structure west of Galicia Bank. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 101 (B12): 28.291-28.314. doi: <https://doi.org/10.1029/96JB02579>
- Wilkinson, J.F.G. 1982. The genesis of mid-ocean ridge basalt. Earth-Science Reviews 18 (1): 1-57. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90002-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90002-2)
- Xu, G.; Haq, B.U. 2022. Seismic facies analysis: Past, present and future. Earth-Science Reviews 224: 103876. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103876>
- Zapata-García, G.; Rodríguez-García, G. 2020. New contributions to the knowledge about the Chocó-Panamá Arc in Colombia, including a new segment south of Colombia. The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene-Neogene (Gómez, J.; Mateus-Zabala, D.; editors). Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37: 417-450. Bogotá. doi: <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.14>