



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Químicas
Programa Doctorado en Ciencias Geológicas

**ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LAS CUENCAS CENOZOICAS *ONSHORE* DEL
MARGEN PACÍFICO COLOMBIANO**

Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

JENY ALEJANDRA GRAJALES CEBALLOS
CONCEPCIÓN-CHILE
2022

Profesor Guía: ANDRES TASSARA
Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas
Universidad de Concepción

“La satisfacción se encuentra en el esfuerzo y no en el logro.

El esfuerzo total es una victoria completa”

Mahatma Gandhi

“Las cosas se hacen por amor o no sirven”

Facundo Cabral.





La presente investigación fue realizada con el apoyo de la la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), que brindó toda la información disponible en el área de trabajo para la elaboración de este proyecto.

Prefacio

Esta tesis es sometida a la Universidad de Concepción, Chile. La candidata se inscribió en el programa de Doctorado en Ciencias Geológicas de la Universidad de Concepción y llevó a cabo su investigación entre marzo de 2015 y septiembre de 2022. La investigación fue supervisada por el profesor Andrés Tassara de la Universidad de Concepción y el apoyo del Doctor Ángel Nieto Samaniego de la Universidad Autónoma de México. Revisada por el Doctor Luca Ferrari investigador Titular C e investigador Nacional nivel III de la universidad Nacional Autónoma de México, y por la Doctora Verónica Oliveros docente asociada al departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad de Concepción.

El desarrollo de esta tesis fue realizado con información suministrada por la Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia (ANH), a excepción de la fase de terreno que fue llevada a cabo con recursos propios. Durante la fase de campo se presentaron significativas dificultades debido a los problemas sociopolíticos principalmente y la densa vegetación de selva húmeda que restringió la movilidad en el área de estudio.

Guía para los lectores

La tesis y los resultados se presentan desde el punto de vista multidisciplinario, dadas las diferentes escalas de observación. El contenido de esta tesis se presenta en tres partes. En la primera parte se proporciona una introducción que aborda los antecedentes, la justificación del estudio, datos y metodología se describen sucintamente e incorpora objetivos y un contexto general y abreviado del marco tectónico del área de estudio. La segunda parte constituye el cuerpo principal de la tesis y contiene los resultados de la investigación y es compuesto por dos manuscritos. Un manuscrito publicado y otro sometido a revistas científicas revisadas por pares.

En el capítulo II (artículo sometido en Agosto 2021 a publicación en *Andean Geology*, modificado y resometido en Octubre 2022) se plantea la génesis y evolución de las cuencas cenozoicas *onshore* del margen pacífico colombiano. En el capítulo III

(artículo publicado en la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 37, núm. 3, 2020, p. 250-268) se aborda la distribución, geometría y migración del emplazamiento magmático durante el Paleoceno-Eoceno, distribuido en el borde oriental de las cuencas. En el capítulo IV, se realiza una discusión asociada a un modelo alternativo propuesto en el margen pacífico de Colombia desde el Cretácico Tardío-Eoceno medio hasta el Mioceno. Son identificadas 3 megasecuencias que permiten interpretar los estadios tectónicos durante este lapso. En el capítulo V, se presentan las conclusiones obtenidas en este trabajo. Finalmente, en los anexos de esta tesis, se presentan las publicaciones científicas como resultado de la investigación de este trabajo (artículo publicado, manuscrito en revisión y presentaciones en congresos).



Agradecimientos

Este libro está dedicado especialmente a Dios que me iluminó y me llenó de fortaleza en cada momento de oscuridad.

A mis hijos y padres, quienes vigorizaron con sus sabias palabras cada instante de dedicación y sacrificio para la culminación de este valioso logro de mi vida. A toda mi familia por todo el amor que me han brindado. Por esos abrazos que reconfortaron mi alma.

A mi tutor Andrés Tassara por el valioso acto de confiar en mí, por su paciencia y comprensión.

Al doctor Ángel Nieto Samaniego por su apoyo incondicional, por sus palabras correctas en el momento adecuado, por ofrecerme su tiempo y conocimiento, y sin darse cuenta, por ser mi inspiración y mi esperanza. Me ayudó a continuar y me impidió caer.

Especial agradecimiento al Doctor Darío Barrero por su humildad, dádiva y apoyo. Por su tiempo tan valioso y lleno de enseñanzas.

Al doctor Mario Andrés Cuellar, como a los geólogos Jairo Osorio Naranjo y Juan Fernando Martínez por su paciencia y apoyo, por sus palabras de ánimo y fortaleza, por haber confiado en mí. Gracias

Agradezco a tod@s quienes me inspiraron y ayudaron de una u otra forma en la elaboración de esta tesis. A mis compañeros de doctorado quienes me recordaron todo el tiempo que, si se puede (los llevo en mi corazón). A mis profesores, especialmente a Osvaldo Rabbia, Jorge Quezada y Alfonso Encinas. Especial agradecimiento a María Esperanza (secretaria del programa).

¡Infinitas Gracias!

Motivación

El occidente de Colombia ha sido interpretado como un margen continental sometido a sucesivas acreciones de terrenos oceánicos en el marco de un sistema de subducción. Estos terrenos han sido caracterizados como parte del basamento de las cuencas frontera *onshore* y *offshore*. Así mismo, la evolución de las cuencas la atribuyen a la continua y progresiva deformación de un prisma acrecentivo generado por el avance del sistema de subducción.

En la última década la ANH adquirió nuevos datos a lo largo del margen pacífico, los cuales no sustentan los modelos evolutivos propuestos para el margen durante el Cenozoico. La génesis que se ha establecido para las cuencas no presenta concordancia con estos nuevos datos.

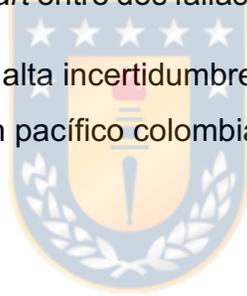
En el contexto en el que se han definido las cuencas onshore del pacífico colombiano, se esperaría que la corteza sobre la que se generan las cuencas tuviera acortamiento horizontal y engrosamiento vertical por apilamiento de bloques acrecionados (Bruhn et al., 2004, 2012; Ricketts, 2019). La sedimentación de las cuencas estaría asociada a la erosión de los terrenos oceánicos acrecionados y al crecimiento del prisma de acreción y estarían catalogadas como cuencas frías (Allen y Allen, 2005; Mannu et al., 2017; Noda, 2016).

En los nuevos datos obtenidos, líneas sísmicas reprocesadas no evidencian apilamientos tectónicos de terrenos oceánicos a partir del Cretácico Tardío. La sedimentación es dada por secuencias de plataforma con una extensa distribución de calizas arrecifales durante el Eoceno medio-tardío a lo largo de todo el margen. Por otro lado, trabajos recientes argumentan la continuidad espacial y similitud geoquímica del magmatismo Paleoceno-Eoceno (Zapata y Rodríguez, 2020; Grajales et al., 2020) y la coincidencia espacial entre el magmatismo y los flancos orientales de las cuencas a lo largo del margen. Teniendo en cuenta que, este magmatismo hace parte de un terreno acrecionado sólo al norte del margen. Datos obtenidos por Barbosa et al. (2011) evidencian flujos térmicos altos mayores a 100Mwm^2 en la cuenca Tumaco.

Con relación a la subcuenca San Juan en el centro del margen, ha sido clasificada como una cuenca de *pull apart* condicionada por la deformación de las fallas Garrapatas y San Juan, las cuales son fallas paralelas con una cinemática dextral (Petrobras, 2002; Suárez-Rodríguez, 2007; ANH, 2010b).

De esta manera surgen preguntas como ¿Cuál es el basamento de las cuencas frontera?, ¿Por qué se tiene continuidad en las secuencias sedimentarias a lo largo de un margen con porciones de terrenos oceánicos acrecionados?, ¿Cómo se desarrollaron plataformas carbonáticas contemporáneas a la acreción de terrenos?, ¿Por qué se tiene continuidad, similitud composicional y geoquímica en el magmatismo Paleoceno-Eoceno a lo largo del margen?, ¿Hubo alguna relación genética entre el magmatismo Paleoceno-Eoceno y las cuencas del margen continental?, ¿Qué condiciona los flujos térmicos altos en la cuenca Tumaco?, ¿Cómo se genera una cuenca de *pull apart* entre dos fallas paralelas con la misma cinemática?

Por lo tanto, aún hay una alta incertidumbre en la génesis y evolución de las cuencas Cenozoicas del margen pacífico colombiano.



Resumen

El origen del margen pacífico colombiano ha sido interpretado como producto de sucesivas acreciones de terrenos oceánicos al continente durante el Cretácico Tardío-Mioceno, debido a un régimen tectónico compresivo-transpresivo, que dio lugar a la formación de cuencas tipo *forearc*. No obstante, no se ha tenido en cuenta la generación y evolución de las cuencas sedimentarias y su relación con el emplazamiento magmático. Este trabajo integra y analiza información de sísmica de reflexión 2D reprocesadas, datos de pozos, dataciones U/Pb en intrusivos y geología de superficie con el objetivo de identificar el origen y la evolución de las cuencas Cenozoicas onshore del margen colombiano y su relación con el emplazamiento magmático Paleoceno-Eoceno.

El **artículo I** discute la configuración estructural y la evolución estratigráfica de las cuencas. Los resultados sugieren que todo el margen del borde continental es dominado por una plataforma continua durante el Cretácico Tardío-Eoceno medio. La sedimentación fue acompañada por flujos basálticos y tobas de lapilli. Durante el Eoceno medio-tardío, se presenta el crecimiento de carbonatos arrecifales a lo largo de todo el margen. A partir del Oligoceno, el margen fue compartimentalizado y la evolución de las cuencas estuvo condicionada por procesos diferentes. Durante el Oligoceno-Mioceno temprano se presenta una deformación transtensional contemporánea con intrusiones ígneas en el borde oriental de las cuencas. Durante el Mioceno tardío-Plioceno se da un régimen transpresional coetáneo con intrusiones en medio de la cuenca Tumaco, la generación de estructuras de anticlinales y la deformación de fallas de rumbo con componente inverso.

El **artículo II** discute el emplazamiento magmático adyacente a las cuencas onshore durante el Paleoceno-Eoceno. El evento magmático es continuo a lo largo de toda la Cordillera Occidental y fue emplazado en un régimen transtensional con una corteza < 25-30 km de espesor. Este magmatismo migra desde la Cordillera Central a partir de los 50 Ma. El magmatismo de la Cordillera Occidental presenta una composición y geoquímica similar a lo largo de todo el margen.

Los resultados de este trabajo no respaldan la acumulación de terrenos oceánicos en un régimen tectónico de subducción durante el Cretácico al Eoceno. En cambio, muestra una inactividad tectónica que formó una plataforma durante el Cretácico al Eoceno medio-tardío. Estos datos sugieren que el inicio del sistema de subducción pudo empezar a partir del Oligoceno.



Abstract

The Pacific Colombian margin has been interpreted as a consequence of successive accretions of oceanic terranes to the continent from the Late Cretaceous to the Miocene. During this time, the compressive-transpressive tectonic regimen caused forearc basins. However, this hypothesis has not considered the generation and evolution of the sedimentary basins and their relationship with the magmatic emplacement. This thesis integrates and analyses 2D reprocessed seismic reflection, borehole data, U/Pb dating of intrusive bodies, and surficial geology to identify the origin and evolution of the onshore Cenozoic basin of the Colombian margin and their relationship with the Paleocene-Eocene magmatic emplacement.

The first article discusses the structural configuration and stratigraphic evolution of the basins. The results suggest that the margin was dominated by a platform during the Late Cretaceous-middle Miocene. Basaltic flows and lapilli tuffs were coetaneous with the sedimentation. During middle-late Eocene, reefs grew along the whole margin. Since Oligocene, the margin has been compartmentalised, and the sedimentary basins' evolution has been conditioned by different processes. Transtensional deformation was contemporary with igneous intrusions in the eastern border of the basins during the Oligocene-Miocene. During the late Miocene-Pliocene, a transpressional tectonic regimen was coetaneous with intrusions in the middle of the Tumaco Basin, generation of anticlines structures and deformation along the strike-slip faults with a reverse component.

The second article discusses the magmatic emplacement adjacent to the onshore basins during the Paleocene-Eocene. The magmatic event is continuous in the entire Western Cordillera, and it was emplaced in a transtensional tectonic regimen in a continental crust < 30 km thick. This magmatism shows a similar composition and geochemistry along the whole margin. We interpret that the magmatism migrated from the Central Cordillera 50 Ma ago.

This work shows an alternative model for the evolution of the Pacific Colombian margin, including the generation and evolution of the sedimentary basin and its relationship with the Paleocene-Eocene magmatic emplacement. The results of this work do not support oceanic terrane accretions in a subduction tectonic regimen during the later Cretaceous to Eocene middle-later. These data suggest that the beginning of the subduction may started since the Oligocene.



Contenido

Prefacio	4
Guía para los lectores	4
Motivación	7
Resumen	9
Abstract	11
1 Introducción	21
1.1 Fundamento.....	21
1.2 Sistema de Subducción.....	21
1.3 Acreción de terrenos oceánicos	22
1.4 Magmatismo de placa oceánica en márgenes continentales.....	24
1.5 Cuencas de forearc	24
1.6 Sistema de subducción colombiano.....	25
1.6.1 Acreción de terrenos al occidente colombiano.....	26
1.6.2 Configuración de las cuencas Onshore del pacífico colombiano.....	31
1.6.3 Estratigrafía de las cuencas onshore del pacífico colombiano.....	32
1.7 Objetivos.....	34
1.7.1 Objetivo general	34
1.7.2 Objetivos específicos.....	34
1.8 Datos y Métodos.....	35
1.8.1 Metodología asociada al Objetivo específico 1: Interpretación sísmica y configuración estructural.....	35
1.8.2 Metodología asociada al Objetivo específico 2: Geocronología U/Pb en circones y control geométrico	37
2 Capítulo 2: Evolución de las cuencas Tumaco, Atrato y San Juan sobre una plataforma continua a lo largo del margen pacífico colombiano	40
2.1 Resumen	40
2.2 Introducción	43
2.3 Marco tectónico	45
2.4 Descripción del relleno de las cuencas	48
2.4.1 Cuenca Tumaco (CT).....	49
2.4.2 Subcuenca San Juan (SCSJ).....	51
2.4.3 Subcuenca Atrato (SCA)	53
2.4.4 Estratigrafía de las secuencias Oligoceno–Mioceno.....	57
2.5 Descripción de las líneas sísmicas de la cuenca Tumaco y subcuenca San Juan..	63
2.5.1 Metodología.....	63

2.5.2	<i>Descripción de las líneas sísmicas.....</i>	64
2.6	<i>Configuración estructural de las cuencas onshore.....</i>	68
2.6.1	<i>Cuenca Tumaco y subcuenca San Juan.....</i>	68
2.6.2	<i>Subcuenca Atrato.....</i>	71
2.7	<i>Interpretación y discusión.....</i>	74
2.7.1	<i>Continuidad de una extensa plataforma en el borde continental del occidente colombiano durante el Maastrichtiano – Eoceno medio-superior</i>	74
2.7.2	<i>Evolución de las cuencas durante Oligoceno - Plioceno.....</i>	76
2.7.3	<i>Deformación de la subcuenca Atrato</i>	81
2.8	<i>Conclusiones</i>	82
3	<i>Capítulo 3: Emplazamiento del magmatismo Paleoceno-Eoceno bajo un régimen transtensional y su evolución a un equilibrio dinámico en el borde occidental de Colombia</i>	84
3.1	<i>Resumen</i>	84
3.2	<i>Introducción</i>	86
3.3	<i>Marco tectónico regional.....</i>	89
3.4	<i>Metodología.....</i>	92
3.5	<i>Resultados.....</i>	97
3.5.1	<i>Arco magmático en la Cordillera Occidental</i>	97
3.5.2	<i>Arco magmático en la Cordillera Central.....</i>	98
3.6	<i>Discusión</i>	102
3.6.1	<i>Tiempo de Permanencia y Migración del arco magmático.....</i>	102
3.6.2	<i>Cinemática y Control Geométrico.....</i>	105
3.6.3	<i>Implicaciones geoquímicas en la migración y el emplazamiento de intrusivos</i>	112
3.7	<i>Evolución hacia un equilibrio dinámico del margen pacífico colombiano.....</i>	113
3.8	<i>Conclusiones</i>	115
4	<i>Capítulo 4: Síntesis y discusión</i>	117
4.1	<i>Mega secuencia 1: Continuidad del margen durante el Cretácico Tardío – Eoceno medio</i>	117
4.2	<i>Mega secuencia 2 Eoceno Medio-Oligoceno: Evolución hacia un equilibrio dinámico</i>	119
4.3	<i>Mega secuencia 3 Post-Oligoceno: Continuidad del margen.....</i>	120
4.3.1	<i>Compartimentalización de la deformación en el margen</i>	120
5	<i>Capítulo 5: Conclusiones</i>	123
6	<i>Capítulo 6: Referencias</i>	124
7	<i>Capítulo 7: Anexos.....</i>	139

7.1 *Anexo 1. Tabla S1 y Tabla S2. Recopilación de análisis geoquímicos de elementos mayores y traza del evento magmático Paleoceno – Eoceno.....* 139

7.2 *Anexo 3. Tabla S3 Relaciones isotópicas y edades de circones analizados por LAICPMS.....* 159



INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Modelo cinemático de una subducción dirigida por W (tomado de Doglioni, 2006b).....	22
Figura 1.2. Diagramas esquemáticos que ilustran la mecánica de acoplamiento a lo largo de la interfase de las placas en una convergencia ortogonal (Tomado de Horton, B.K., 2018).....	23
Figura 1.3. Modelos esquemáticos de cuencas de forearc. (tomado de Noda, 2016).....	25
Figura 1.4.A) Distribución de las rocas volcánicas e intrusivas de edad Cretácico Inferior hasta el Eoceno. Principales rasgos estructurales del margen colombiano. B) Mapa gravimétrico (ANH, 2010) con los depocentros identificados en el margen colombiano (cuenta Tumaco y Subcuencas Atrato y San Juan). En blanco, la distribución del evento magmático Paleoceno-Eoceno.....	26
Figura 1.6. Mapa de terrenos acrecionados en el margen continental de Colombia. Modificado de Ramos, 2009.....	29
Figura 1.7. Cronología de los terrenos acrecionados en el occidente de Colombia.....	31
Figura 1.8. Cuadro cronoestratigráfico de las unidades presentes en las cuencas del margen continental colombiano (ANH-Dunia, 2006; ANH-EAFIT, 2007; ANH-GRP, 2011y Borrero et al., 2012; ANH-CpC, 2014).....	34
Figura 1.8. Localización general de los datos interpretados en este trabajo. Las estrellas rojas marcan las secciones estratigráficas localizadas en el borde oriental de las cuencas onshore de Colombia, 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 azules continuas representan las secciones sísmicas interpretadas en este trabajo y una sección estructural en el depocentro Atrato, Chocó. SA: líneas sísmicas NT-1992-2840 y NT-1990-2870 depocentro Tumaco, SB: línea sísmica TB-1991-7810 depocentro San Juan y SD: Líneas sísmica TB-1991-1110, TB-1991-1120 y TB-1991-1130 depocentro Tumaco y San Juan. SC: sección estructural depocentro Atrato. Los símbolos en blanco representan los pozos de referencia (1: Chagui-1, 2: Majagua-1, 3: Remolino Grande-1, 4: Sandi-1, 5: Tambora-1, 6: ANH-Chocó ST-P, 7: Urodó-1, 8: Necora-1 y 9: Buchadó-1). En color naranja se tienen los intrusivos de edad Paleoceno-Eoceno distribuidos en los bordes orientales de las cuencas onshore.....	36
Figura 2.1. A) Marco tectónico de los Andes de Colombia (Acosta, et al., 2007; Cediél et al., 2003; Ramos, 2009). RD: Ridge de Sandra. Las estrellas rojas marcan las secciones estratigráficas localizadas en el borde oriental de las cuencas onshore de Colombia, 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). B) Mapa de anomalía de Bouguer (ANH, 2010). Depocentro San Juan (SCSJ), Tumaco (CT) y Atrato (SCA) en el borde pacífico colombiano. Las líneas blancas continuas representan las secciones sísmicas interpretadas en este trabajo y una sección estructural al sur del depocentro 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 sísmica TB-1991-1110, TB-1991-1120 y TB-1991-1130	

depocentro Tumaco y San Juan. SC: sección estructural depocentro Atrato. Los rombos en blanco representan los pozos de referencia (1: Chagui-1, 2: Majagua-1, 3: Remolino Grande-1, 4: Sandi-1, 5: Tambora-1, 6: ANH-Chocó ST-P, 7: Urodó-1, 8: Necora-1 y 9: Buchadó-1).	45
Figura 2.2. Carta de correlación estructural de ciclos del Cretácico Tardío-Oligoceno en el margen pacífico colombiano. Las columnas están posicionadas al 0m topográfico de su posición original a lo largo del margen. La línea punteada demarca la línea de costa actual. 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 subcuena Atrato (3,200 m), G. Rio Murri (4,000 m) and H. Rio Salaquí (1,800 m). Las secciones H y G, representan espesores estimados.	57
Figura 2.3. Correlación estructural de las unidades de edad Oligoceno - Mioceno en el margen pacífico colombiano. La correlación es basada en datos de pozos perforados por Ecopetrol durante los años 1980 hasta 1985 y la ANH durante el 2011 al 2013. Chagüí-1 TD 12,904 ft (3,706.6 m), Majagua-1 TD 14,287 ft (4,354.6 m), Remolino Grande-1 TD 9,082 ft (2,768.1 m), Sandi-1 TD 12,161 ft (3,706.6 m) Tambora-1 TD 11,365 ft (3,464.0 m), ANH-Choco ST-P TD 9,840 ft (2,999.2 m), Urodó-1 TD 15,000 ft (4,572 m), Necora-1 TD 6,503 ft (1,982.1 m) y Buchadó-1 TD 15539 ft (4736,2).....	62
Figura 2.4. Línea sísmica del depocentro Tumaco (Sección sísmica SA). Las flechas negras indican las terminaciones en onlap de los reflectores. Las sísmo secuencias son identificadas con SS y su número consecutivo.	67
Figura 2.5. Línea sísmica del depocentro San Juan (Sección sísmica SB).	69
Figura 2.6. Líneas sísmicas de los depocentros Tumaco y San Juan (Sección sísmica SD). Es orientada paralela al eje de los depocentros. Las líneas marcadas sobre los reflectores muestran las principales discordancias. Las líneas punteadas rojas, representan los diferentes cuerpos intrusivos que atraviesan las secuencias.	70
Figura 2.7. Representación esquemática de las estructuras extensionales formadas en el depocentro de Tumaco y San Juan en la sección SA (A) y SB (B). Los diagramas fueron generados a partir de la horizontalización (flattening) de la discordancia Oligoceno-Mioceno Inferior.....	73
Figura 2.8. Mapa geológico y sección estructural en el depocentro Atrato. A) Mapa geológico elaborado a partir de datos de campo e interpretación geomorfológica e integrando los datos de los mapas del Servicio Geológico Colombiano. B) Sección estructural (SC) correlacionada con el pozo Urodó-1 y el pozo Necora-1 proyectado por el rumbo de la capa a 45 km. Las fallas punteadas son proyectadas de la línea sísmica interpretada por Suarez-Rodríguez (2007).....	79
Figura 2.9. Representación esquemática de la evolución del margen continental colombiano desde el Cretácico Tardío hasta el Plioceno.....	81
Figura 3.1. A) Marco tectónico regional del segmento noroccidental de Suramérica (Acosta et al., 2007). B) Esquema representativo de la sucesión de terrenos acrecionados al continente colombiano. Etapas de los procesos acrecionarios: Terreno Amaime en el Cretácico Temprano, plateau oceánico	

<i>Dagua-Piñón en el Cretácico Tardío y terreno Panamá-Chocó durante el Mioceno medio (Ramos, 2009).</i>	88
<i>Figura 3.2. Geocronología U/Pb circón. a) y b) Batolito de Mandé, c) Mandé – Santa Cecilia la Equis, d) y e) Batolito de Acandí. [número de la muestra], desviación estándar media ponderada (MSWD). Geocronología U/Pb circón. a) y b) Batolito de Mandé, c) Mandé – Santa Cecilia la Equis, d) y e) Batolito de Acandí. [número de la muestra], desviación estándar media ponderada (MSWD).</i>	100
<i>Figura 3.3. Distribución, geometría y tiempo de permanencia de las rocas de edad Paleoceno y Eoceno. Los análisis reportados son realizados a partir del método U/Pb en circón. En color rojo, se muestran las edades obtenidas en este trabajo. En color azul, los análisis U/Pb recopilados de la literatura (Núñez, 1981; Restrepo et al., 1991; Leal Mejía, 2011; ANH-UCaldas, 2011; Ordóñez-Carmona et al., 2011; Bayona et al., 2012; Villagómez y Spikings, 2013; ANH-GRP, 2014; Cochrane, 2013; Bustamante et al., 2016; Cardona et al., 2018).</i>	101
<i>Figura 3.4. a) Localización general de las unidades litológicas del evento magmático Paleoceno – Eoceno. b) Diagrama de concentración de álcalis total vs. SiO₂ (TAS). c) Diagrama de clasificación de SiO₂ vs. K₂O. d) Diagrama AFM (A: álcalis (Na₂O+K₂O), F: FeO+Fe₂O₃, M: MgO). Los valores se presentan en % en peso. Para las rocas distribuidas en la Cordillera Occidental, los análisis son representados por triángulos de distintos colores según la unidad geológica. Los cuadrados representan los análisis realizados en intrusivos localizados a lo largo de la Cordillera Central. Son incluidos los datos reportados en la literatura (Sillitoe et al., 1982; Restrepo et al., 1991; INGEOMINAS, 1979, 1999, 2002a, 2010b; López et al., 2006; Vallejo et al., 2011; Villagómez y Spikings, 2013; Bustamante et al., 2016).</i>	103
<i>Figura 3.5. a) Diagramas de variación en %wt de elementos mayoritarios vs SiO₂. Obsérvese la variación en la concentración de los diferentes óxidos mayoritarios para los cuerpos intrusivos distribuidos en la CC y CO. b) Diagramas de variación de elementos traza (ppm) vs. SiO₂ (%wt). Para los análisis realizados sobre intrusivos distribuidos sobre la Cordillera Occidental se dibujan triángulos, para los de la Cordillera Central se usan cuadrados y aparecen encerrados en zonas sombreadas.</i>	104
<i>Figura 3.6. Distribución de las edades de cristalización a partir del método U/Pb en circón del occidente colombiano, en las rocas ígneas del Paleoceno – Eoceno en función de la distancia a la fosa actual. La distancia es medida desde la fosa hacia los puntos de muestreo de manera perpendicular, teniendo en cuenta la geometría de las estructuras mayores (Cordillera Central y Occidental).</i>	105
<i>Figura 3.7. a) Velocidad y ángulo de convergencia de la placa Farallón – Nazca – Coiba y la placa Sudamericana para el Cenozoico. Distribución de los máximos periodos de enfriamiento según Noriega-Londoño et al. (2019), para los cuerpos plutónicos/volcánicos ubicados en la Cordillera Central y la Cordillera Occidental.</i>	106
<i>Figura 3.8. a) Disposición geométrica de las rocas plutónicas con su eje mayor en una dirección NE representada por las líneas continuas de color verde. En el área norte, si se hace la corrección por</i>	

la rotación horaria (30°) de los cuerpos intrusivos, en su azimut regional, el eje mayor de todos los cuerpos intrusivos de este evento magmático, son paralelos a las flechas rojas. La dirección de desplazamiento de la placa Farallón es simbolizada por la flecha roja, la cual es paralela a la dirección del esfuerzo compresivo máximo σ_1 . b) Partición del vector de desplazamiento de la placa Farallón. La línea punteada denominada X, representa la componente ortogonal del desplazamiento y la línea punteada denominada Y, la componente transcurrente del desplazamiento. La línea azul punteada hace referencia al límite del margen continental en el Paleoceno. c) Elipse de deformación generada para σ_1 paralelo al vector de desplazamiento en dirección NE (25° de azimut) durante el Paleoceno – Eoceno. Las flechas azules indican la dirección del esfuerzo principal mínimo σ_3 , la línea azul continua, la dirección esperada del desarrollo de fracturas extensionales y tensionales en segundo orden de deformación..... 108

Figura 3.9. Representación paleogeográfica del emplazamiento de los cuerpos plutónicos y volcánicos durante el Paleoceno–Eoceno. Las rocas ubicadas al norte de la Proto–Falla de Istmina y al occidente de la falla de Uramita aparecen en su posición en el Paleoceno–Eoceno. Se reconstruyó su posición a partir de la corrección por la rotación generada en la deformación andina. Obsérvese cómo los cuerpos ígneos del Cretácico Superior, principalmente volcánicos (basaltos y dacitas), y las fallas principales Romeral, Cauca y Uramita, también presentan su eje principal paralelo al vector de convergencia. Las líneas punteadas en negro representan estructuras extensionales, interpretadas en líneas sísmicas y secciones estructurales (Grajales et al., 2016). El Triásico–Jurásico está conformado por plutones de sienogranitos que varían de tonalitas y cuarzomonzonitas a cuarzomonzodioritas. El Cretácico Inferior presenta plutones de gabro y peridotita serpentinizados, los volcánicos son basaltos y andesitas intercalados con lodolitas carbonosas y arenitas (Complejo Quebradagrande). El Cretácico Superior es conformado por granodioritas, tonalitas y cuarzodioritas, localmente gabros, que varía a cuarzogabros; las rocas volcánicas son compuestas por basaltos toleíticos, doleritas, picritas intercaladas con tobas básicas. El Paleoceno–Eoceno son tonalitas, granodioritas, cuarzodioritas y localmente gabros, las rocas volcánicas son basaltos intercalados con chert, lodolitas calcáreas y arenitas calcáreas, ocasionalmente calizas. Durante el Paleoceno–Eoceno la sedimentación en la plataforma está dada por secuencias continuas de shale marino con desarrollo de carbonatos. Localmente, hay abanicos deltaicos progradando hacia la plataforma en extensión. 110

Figura 3.10. Reconstrucción esquemática de la evolución y emplazamiento de rocas plutónicas del evento magmático durante el Paleoceno–Eoceno en el occidente colombiano. El gráfico superior representa el emplazamiento durante los 65–50 Ma con una dirección de convergencia de 25° de azimut y una velocidad de 5 cm/a. Se muestra la elipse de deformación correspondiente al tensor de esfuerzos mayor, que representa la dirección de convergencia (flecha roja). Las líneas verdes dentro de la elipse simbolizan la tendencia de las fracturas tensionales dentro del sistema. El gráfico inferior representa el emplazamiento durante 50 a 33 Ma. con una dirección de convergencia de 40°

de azimut y una velocidad de 15–20 cm/a. Los cuerpos del evento magmático (azules), migran hacia el occidente durante este periodo. 111

Figura 3.11. Gráficas Sr/Y vs. MgO de 89 análisis recopilados de la CC y CO, que muestra espesores promedio de la corteza según Chiaradia (2015), Chapman (2015) y Profeta et al. (2015), en la que se emplazaron estos cuerpos. a) Análisis realizados en cuerpos intrusivos de la CO (57 muestras). Los triángulos en celeste representan los cuerpos ubicados en el sector sur de la cordillera, como son el Stock de Timbiquí, la Tonalita de Napí, Diques Dioríticos e intrusivo de Munchica. Los triángulos rojos, los intrusivos ubicados al norte de la cordillera, Batolito de Mande y Batolito Acandí. b) Análisis de cuerpos intrusivos ubicados a 5° N sobre la CC (32 muestras). 113

INDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 .Edades isotópicas U/Pb en circones de unidades litológicas de la Cordillera Occidental. Desviación media ponderada al cuadrado (MSWD). 88

Tabla 3.2. Resultados analíticos de óxidos mayores (% Wt) del Stock de Timbiquí. Pérdida por ignición (LOI). 93

Tabla 3.3. Análisis geoquímicos de elementos traza y tierras raras en ppm, en muestras del Stock de Timbiquí. 94

Tabla 3.4. Edades isotópicas compiladas de la literatura, del evento magmático Paleoceno – Eoceno, distribuidos en las Cordilleras Occidental y Central de Colombia. 95

2 **1 Introducción**

3 La evolución e inicio de las cuencas sedimentarias es controlada por la
4 complejidad de los procesos tectónicos. Las secuencias sedimentarias y volcánicas
5 depositadas en ellas y la arquitectura estructural muestran una configuración particular
6 en el tipo de cuenca (Ingersoll, 2012). Las cuencas sedimentarias a su vez son
7 consideradas estructuras con una probable preservación de los procesos tectónicos.
8 Para identificar el escenario y los elementos tectónicos que condicionan la génesis y
9 evolución de las cuencas, existe la necesidad de un enfoque interdisciplinario y
10 multiescala, con el fin de sugerir un modelo más robusto y cercano a la realidad posible.

11 **1.1 Fundamento**

12 **1.2 Sistema de Subducción**

13 La deformación generada en la placa superior a partir de un sistema de
14 subducción está condicionada por diversos factores en la interacción de las placas
15 (Schellart, 2008a; Doglioni et al., 1999, Doglioni et al., 2006a; Schellart, 2008b).
16 Depende de la compleja relación entre los movimientos de la placa superior, el
17 movimiento de la trinchera y el flujo astenosférico (Alsaif et al., 2020). Se cree que el
18 movimiento de la trinchera es uno de los factores más importantes que induce a la
19 deformación de la placa superior (Doglioni et al., 2006b; Doglioni et al., 2007; Schellart,
20 2008b, 2010). La migración de la trinchera negativa con respecto a la placa subducente,
21 genera extensión en la placa superior que también puede estar relacionada a
22 condiciones oblicuas de convergencia. Por el contrario, la migración de la trinchera
23 positiva con respecto a la placa subductante, genera acortamiento en la placa superior
24 (Doglioni et al., 1999, Doglioni et al., 2006a; Schellart, 2008b) (Figura 1.1).

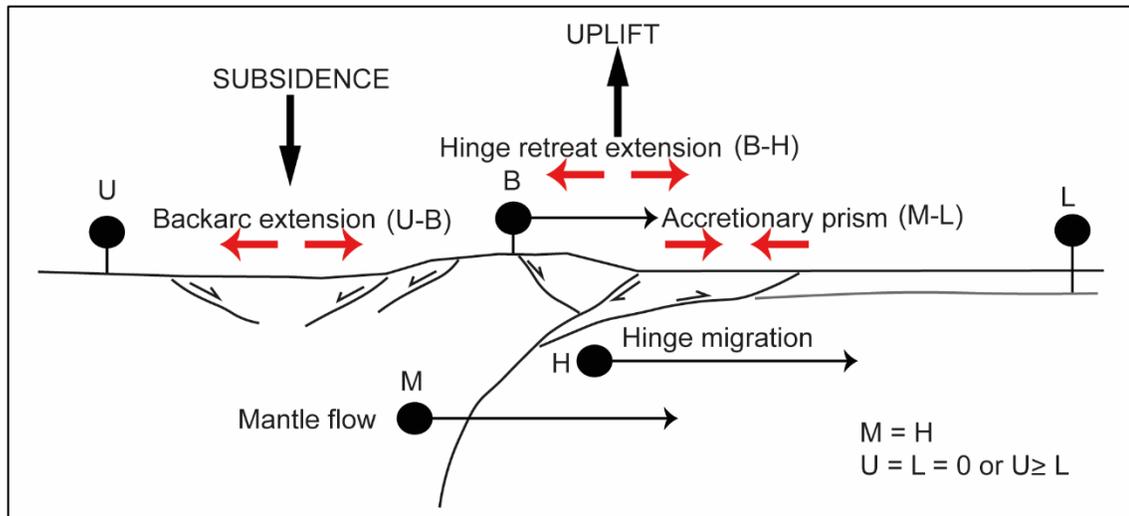


Figura 1.1. Modelo cinemático de una subducción dirigida al W (tomado de Doglioni, 2006b)

Los procesos de migración de la trinchera definen tres estados del margen en un sistema de subducción: Extensión, acortamiento o neutral (Dickinson y Seely, 1979; Busby & Ingersoll, 1995; Hauret & Lallemand, 2005;). Las variaciones entre estos regímenes tectónicos pueden vincularse a cambios en el acoplamiento en la interacción de placas. A mayor acoplamiento en la interacción de las placas, transmitiría un stress compresivo a la placa superior. Un desacople o acople neutral podría verse reflejado en un stress estático o de tensión (Horton, B.K., 2018) (Figura 1.2).

1.3 Acreción de terrenos oceánicos

La acreción de terrenos en márgenes activos es un condicionante que caracteriza la deformación de la placa superior. Las mesetas oceánicas han sido identificadas geológicamente como unidades de basaltos máficos a ultramáficos, basados en la geología, petrología y geoquímica, con una corteza más gruesa que la corteza oceánica (Kerr, 2003). Son compuestos principalmente por basaltos toleíticos y fuentes del manto. Estudios realizados determinan que la corteza oceánica presenta mayor densidad ($2.89 \pm 4 \text{ g cm}^3$) que una meseta oceánica (2.84 g cm^3) (Christensen y Mooney, 1995; Carlson y Raskin, 1984). Los espesores de mesetas oceánicas han sido estimados un rango de 20-35 km (Tetreault y Buitter, 2014).

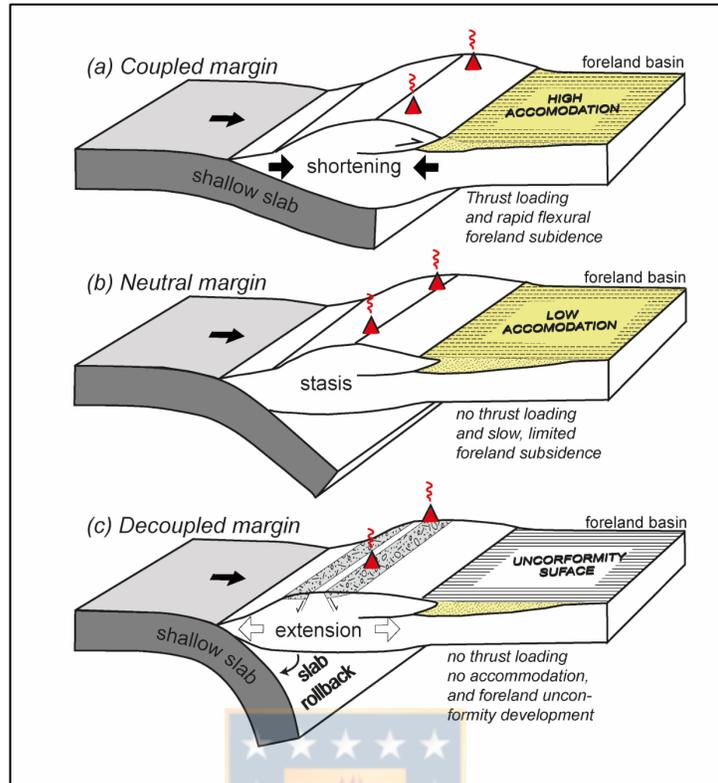


Figura 1.2. Diagramas esquemáticos que ilustran la mecánica de acoplamiento a lo largo de la interfase de las placas en una convergencia ortogonal (Tomado de Horton, B.K., 2018)

Tres modos de subducción de una meseta oceánica pueden ser identificados tanto en los modelos numéricos como en la naturaleza (Liu et al., 2021). a) Subducción completa de la meseta oceánica, b) Subducción parcial de la meseta oceánica y c) Completa acreción de la meseta oceánica (Liu et al., 2021). Los resultados de modelos numéricos en un panorama con altos índices de convergencia y placa oceánica fría muestran que las mesetas oceánicas se acrecionan en la parte inferior de la litosfera continental, generando una gran deformación en el margen continental (Liu et al., 2021). En un modelo con una corteza de meseta oceánica débil y una baja convergencia, la meseta tiende a acumularse frente al margen continental, cuya edad y reología son independientes de la placa oceánica (Yang et al., 2017).

La acreción de arcos de islas es identificada con unidades volcánicas calcálicas. No es común tener toda la sección de la corteza preservada en terrenos de arcos de islas acrecionados. La parte superior de los arcos de islas acrecionados son compuestos de basaltos, rocas volcanoclásticas, tobas y sedimentos (Lapierre et al.,

63 1992; Pearcy et al., 1990). La parte intermedia por una suit de composición félsica a
64 intermedia de tonalitas y dioritas. La parte baja de la corteza de estos arcos son
65 compuestos por rocas máficas incluyen gabros y granulitas piroxenicas (Rioux et al.,
66 2010; Greene et al., 2006; Debari and Sleep, 1991). La acreción de arcos de islas se
67 acumula en la placa superior, aumentando el espesor de la corteza (Tetreault y Buiter,
68 2014).

69 Las características en un contexto de acreciones son de un régimen compresivo-
70 transpresivo, con acortamiento horizontal y engrosamiento vertical por apilamiento de
71 bloques (e.g. Descrochers, et al. 1993, Bruhn et al., 2004, 2012; Ricketts, 2019; Hedin
72 et al., 2014; Bender, 2019)

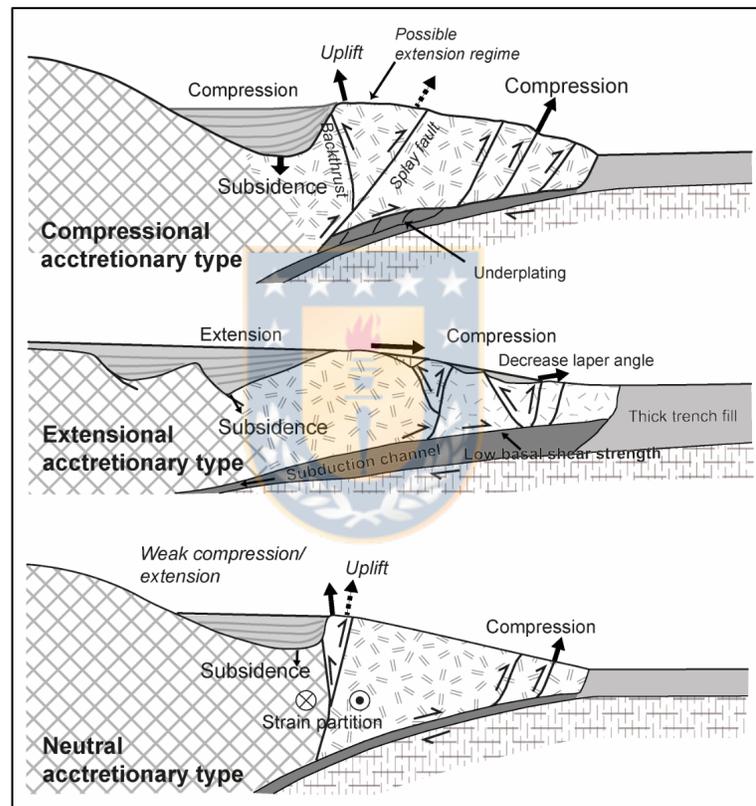
73 **1.4 Magmatismo de corteza oceánica en márgenes continentales**

74 Los basaltos de corteza oceánica y rocas mantélicas también han sido
75 identificadas en la transición océano-continente en extensión (Desmurs et al., 2001;
76 Decarlis et al., 2018). Estas márgenes involucran una corteza continental atenuada que
77 se extiende sobre una región de 50 a 150 km (Keen et al. 1987). Los márgenes
78 volcánicamente activos son caracterizados por basaltos, rocas ígneas de la corteza
79 inferior y un aumento significativo en el tiempo de la ruptura. La actividad volcánica,
80 generalmente toleítica, ocurre al tiempo de la generación y evolución de fallas normales,
81 y es acompañada por sucesiones de sedimentos oceánicos (White & McKenzie 1989;
82 Decarlis et al., 2018; Whitmarsh et al., 1996; Boillot and Froitzheim, 2001; Desmurs et
83 al., 2001).

84 **1.5 Cuencas de *forearc***

85 Las cuencas de *forearc* son cuencas sedimentarias que surgen de los procesos
86 de interacción entre la placa subducente y la placa superior en el desarrollo de un
87 sistema de subducción. La génesis de estas cuencas está condicionada por los
88 procesos que ocurren en la trinchera. La geometría de las cuencas de *forearc* están
89 controladas por la configuración inicial, la cantidad de sedimentos sobre la placa que
90 subduce, el índice de suministro de sedimentos en la trinchera y en área de *forearc* y el

91 tiempo de inicio del sistema de subducción (Ingersoll, 1988). Sin embargo, Noda, (2016)
 92 define que el estilo de las cuencas de *forearc* está regido por la acumulación o erosión
 93 de la cuña exterior, que a su vez condiciona la sedimentación de la cuenca (Dickinson
 94 y Seely, 1979; Noda, 2016). La clasificación de estas cuencas propuesta por Noda,
 95 (2016), se basa en las geometrías adquiridas por la transferencia de material entre las
 96 dos placas y el posterior *strain* generado. Así entonces la génesis de las cuencas de
 97 *forearc* estaría condicionada por la deformación del prisma acrecentivo o por la erosión
 98 por subducción (Figura 1.3).



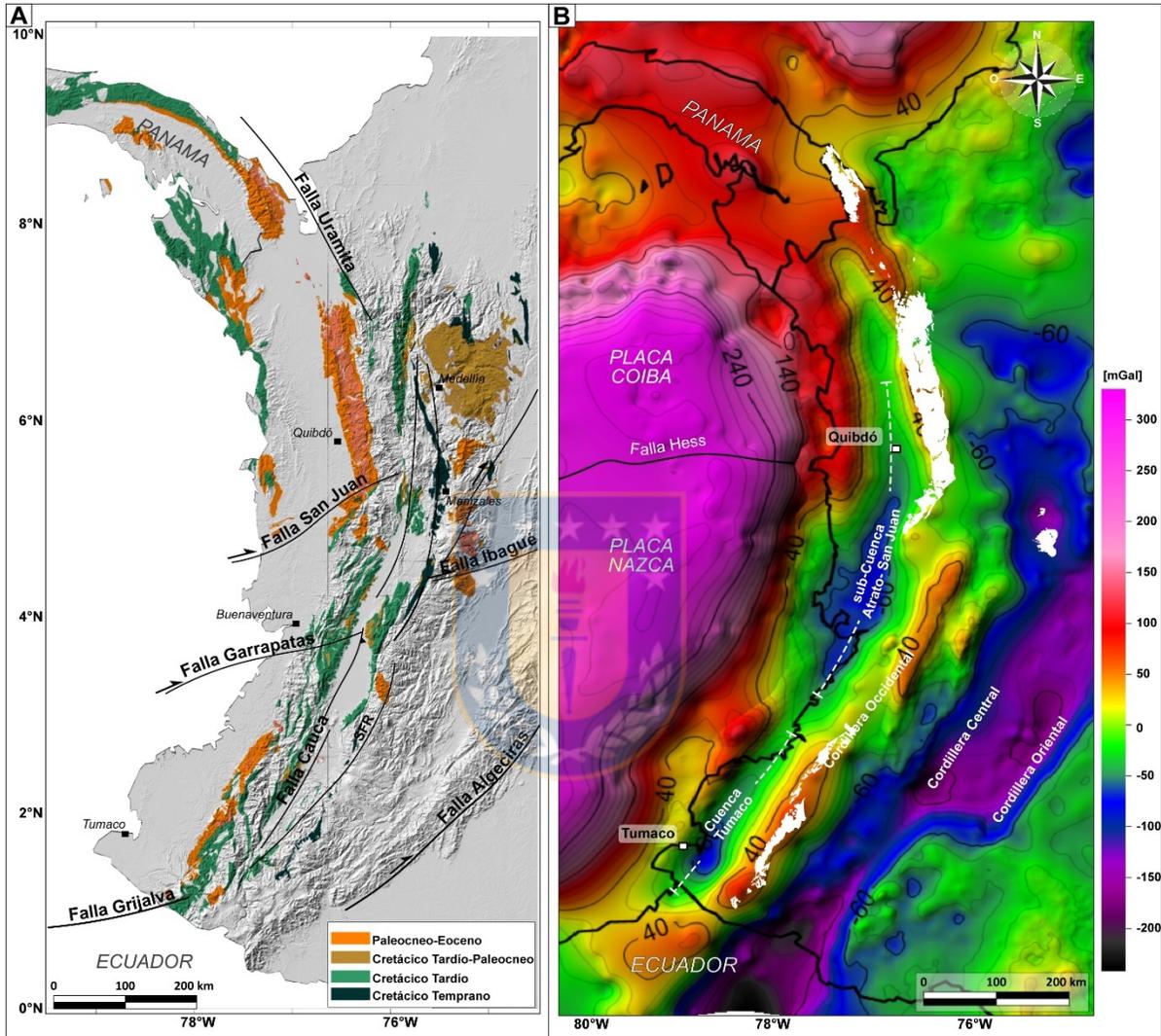
99

100 *Figura 1.3. Modelos esquemáticos de cuencas de forearc. (tomado de Noda, 2016)*

101 **1.6 Sistema de subducción colombiano**

102 El área de estudio de esta tesis está localizada en el borde continental occidental
 103 de Colombia. Comprende las cuencas Cenozoicas onshore del borde continental y los
 104 intrusivos adyacentes a los depocentros (Figura 1.4). Actualmente las cuencas frontera
 105 *onshore* han sido interpretas por el condicionamiento de las sucesivas acreciones de

106 terrenos oceánicos al continente desde el Cretácico hasta el Mioceno. Las siguientes
 107 secciones (1.6.1, 1.1.6.2 y 1.6.3) proporcionan una introducción general a la evolución
 108 del margen.



109
 110 *Figura 1.4.A) Distribución de las rocas volcánicas e intrusivas de edad Cretácico Inferior hasta el Eoceno.*
 111 *Principales rasgos estructurales del margen colombiano. B) Mapa gravimétrico (ANH, 2010) con los*
 112 *depocentros identificados en el margen colombiano (cuenta Tumaco y Subcuencas Atrato y San Juan).*
 113 *En blanco, la distribución del evento magmático Paleoceno-Eoceno.*

114 **1.6.1 Acreción de terrenos al occidente colombiano**

115 El margen pacífico colombiano estuvo condicionado por varios procesos de
 116 acreción de terrenos oceánicos al continente colombo-ecuadoriano, derivado del
 117 sistema de subducción durante el Cretácico Tardío hasta el Mioceno (Case et al., 1971;

118 Meissner et al., 1976; Feininger and Bristow, 1980; Evans and Whittaker, 1982; McCourt
119 et al., 1984; Feininger, 1987; Restrepo and Toussaint, 1988; Grösser, 1989; Duque-
120 Caro, 1990; Litherland, 1992; Estrada, 1995; Kerr et al., 1997, 2002; Hughes and
121 Pilatasig, 2002; Moreno-Sánchez y Pardo, 2003; Cediél et al, 2003; Spikings et al.,
122 2001, 2005, 2014; Ramos, 2009; Pindell and Kennan, 2009; Villagómez et al., 2011;
123 Villagómez and Spikings, 2013; Montes et al., 2019; Barbosa-Espitia et al., 2019
124 Cardona et al., 2018, 2020). Estos terrenos conforman la parte más occidental de la
125 Cordillera Central, la Cordillera Occidental de Colombia y el basamento de las cuencas
126 onshore y *offshore* del borde continental colombiano (Figura 1.5). (Toussaint, 1988;
127 López, 2000; Cediél et al., 2003; Moreno, et al., 2003; Borrero, et al., 2012; Baona, et
128 al., 2012; Villagómez, et al., 2013; Spikings, et al., 2014; Jaramillo, et al., 2017).

129 Case et al. (1971) y Meissner et al. (1976), a partir de análisis geofísicos
130 proponen inicialmente que, estas rocas podrían estar relacionadas a ambientes de
131 corteza oceánica. Análisis geoquímicos realizados en estas secuencias cretácicas,
132 indican que hacen parte de un conjunto de *plateau* oceánico formado a partir de una
133 pluma mantélica (Nivia, 1987, 1996; Ker et al., 1997) y arcos de islas (Estrada, 1995;
134 Duque-Caro, 1990). La mayoría de los autores coinciden que la acreción de los terrenos
135 es generada por la subducción de la placa Farallón-Nazca, y al continuo avance relativo
136 hacia el nororiente y oriente de la placa Caribe con respecto a Sudamérica, desde el
137 Cretácico hasta el Mioceno (Pindell et al., 1988; Toussaint y Restrepo, 1988; Grosser,
138 1989; Nivia, 1989; Pindell, 1993; Meschede y Frisch, 1998; Kerr et al., 1997; Pindell et
139 al., 2005; Cediél et al., 2003).

140 Estrada (1995) identifica tres terrenos alóctonos de origen oceánico
141 denominados (i) Cordillera Occidental, (ii) Chocó y (iii) Gorgona. La acreción del terreno
142 Cordillera Occidental fue dada durante el Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano. El
143 terreno Gorgona fue acrecionado durante el Mioceno Temprano. Finalmente, el terreno
144 Chocó fue acrecionado durante el Mioceno Medio a lo largo de la falla de Uramita.,
145 Cediél et al. (2003) dividen los terrenos del borde occidental en Dagua-Piñón,
146 acrecionado durante el Cretácico Tardío-Eoceno temprano; el terreno Gorgona, durante

147 el Eoceno-Mioceno temprano y finalmente los terrenos Cañas Gordas y Baudó,
148 acrecionados durante el Mioceno, al norte del margen

149 El terreno Dagua-Piñón fue descrito por Nelson (1962) como grupo Dagua, y ha
150 sido interpretado como remanentes de un *plateau* oceánico relacionado a la provincia
151 ígnea del Caribe que fue formada en latitudes meridionales (Kerr et al., 1997;
152 Villagómez et al., 2011; Zapata et al., 2017; Hincapié–Gómez et al., 2018). Estas
153 secuencias fueron intruídas por cuerpos gabróticos y tonalíticos con una edad de
154 cristalización entre 80 y 90 Ma. (Villagómez et al., 2011; Zapata et al., 2017). Son
155 suprayacidos por el Grupo Diabásico, compuesto por basaltos toleíticos de afinidad tipo
156 MORB, intercaladas con espesas secuencias sedimentarias de edad Cretácico
157 Superior (Campaniano) (Kerr et al, 1996a; Cediél et al., 2003). (Figura 1.6).



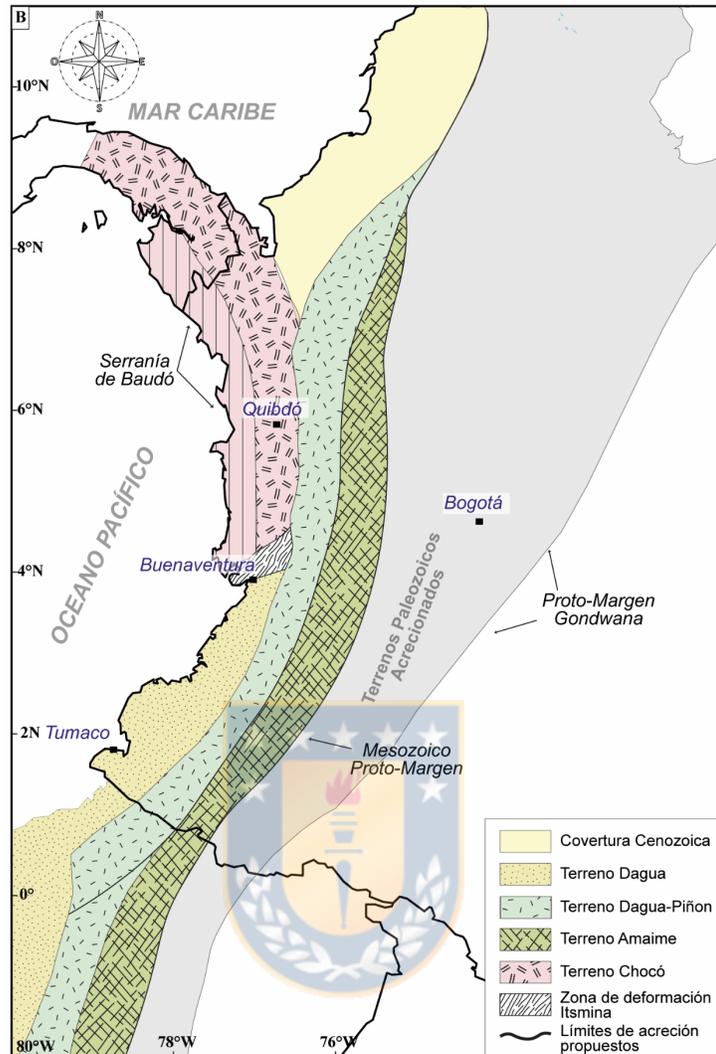


Figura 1.5. Mapa de terrenos acrecionados en el margen continental de Colombia. Modificado de Ramos, 2009

158
159
160

161 La acreción de este terreno inicia en el Cretácico medio con fragmentos de
162 corteza oceánica y *ridges*, y finaliza con acreción del *plateau* oceánico Dagua a los 49
163 Ma. La convergencia fue acompañada por una subducción oblicua de bajo ángulo en
164 un régimen compresivo según Cediél et al. (2003).

165
166
167
168
169

Para Barrero (1979) durante el Cretácico Tardío predominan las fases
extensionales en el borde de la placa oceánica que fueron unidos al borde continental,
bajo un ambiente de subducción. Dicho régimen tectónico dio lugar a la formación de
fosas y pilares tectónicos y al ascenso fisural de magmas toleíticos bajos en potasio,
actualmente catalogados como tipo meseta oceánica. Este vulcanismo basáltico es

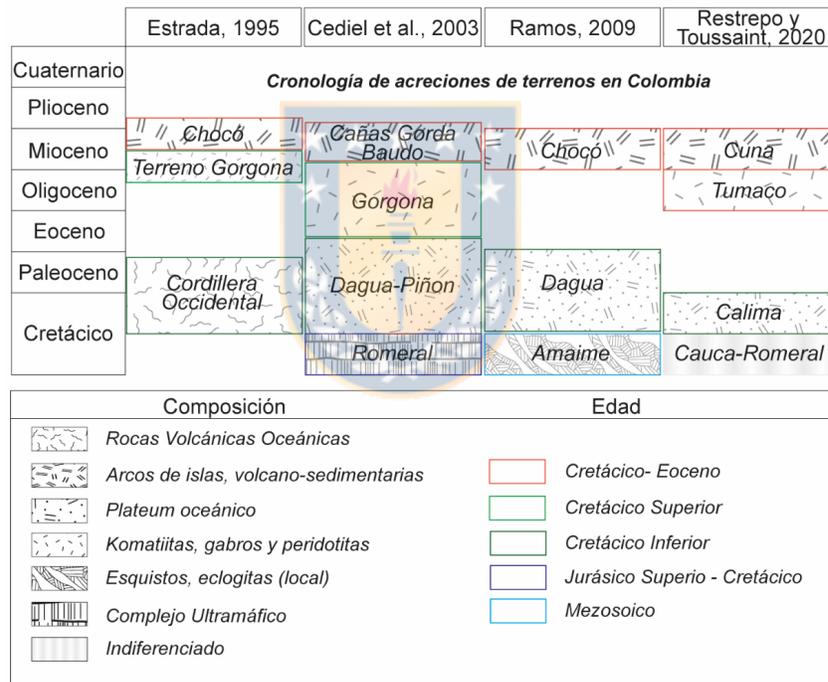
170 parte del Grupo Diabásico (Millward et al., 1984; Álvarez, 1971; Barrero, 1979), que
171 posteriormente sufrió un episodio de acortamiento.

172 Las rocas Cretácicas del terreno Gorgona, fueron consideradas magmatismo de
173 una extensión continuada de los denominados basaltos del Baudó en la cuenca de
174 Atrato Chocó (Gansser, 1950). Sin embargo, Cediél et al. (2003) interpreta que estas
175 rocas cretácicas de *plateau* fueron acrecionadas durante el Eoceno-Mioceno y
176 contribuyó a la disminución del ángulo de subducción, posteriormente dando lugar a la
177 migración del arco magmático hacia el Este entre 20 y 17 Ma. Para Serrano et al. (2011)
178 el terreno Gorgona es un remanente de la provincia ígnea de la placa Caribe del
179 Cretácico Tardío, que fue acrecionado progresivamente al borde continental durante el
180 Eoceno.

181 Al norte del borde occidental colombiano durante el Mioceno medio, tuvo lugar
182 la acreción del bloque Panamá-Chocó al continente involucrando el terreno Cañas
183 Gordas y Baudó. El ensamble Cañas Gordas es interpretado como una provincia
184 litosférica oceánica cretácica o PLOCO (Nivia, 1996). Duque-Caro (1990), es quien
185 sugiere que la Falla de Uramita es el posible límite del terreno Panamá-Chocó al Este
186 y la Falla Garrapatas, de componente dextral, es asumida como el límite al sur del
187 terreno. El bloque Panamá-Chocó es reconocido como un terreno oceánico
188 independiente y el último acrecionado al borde continental de Colombia (Cediél et al,
189 2003; Cardona et al., 2018; Montes et al., 2019). Conformado por las cuencas Atrato y
190 Sanjuan y los intrusivos adyacentes a los depocentros denominados batolito de Mandé
191 y Acandí de edad Paleoceno-Eoceno. Así mismo, rocas cretácicas extrusivas que
192 conforman el Arco de Baudó de edad Cretácico Tardío (Figura 1.5). Datos
193 paleomagnéticos en basaltos y andesitas calco-alcalinas del terreno Cañas Gordas,
194 indican que es un terreno alóctono con respecto a Sur América (Estrada, 1995).
195 Igualmente, análisis petroquímicos, radiométricos y paleontológicos (Ortiz, 1979;
196 Álvarez, 1983; Etayo et al., 1983) son interpretados como de arco-volcánico oceánico
197 de edad Cretácico medio. Hacia el noreste la migración del terreno Cañas Gordas fue
198 acompañada con el desarrollo del arco magmático Mandé-Acandí de edad Paleoceno-
199 Eoceno (Aspden et al, 1987; Maya, 1992) en un marco tectónico de doble subducción,

200 océano-océano y océano-continente (Cardona et al., 2018; Barbosa-Espitia et al.,
 201 2019), compuesto por tonalitas y granodioritas generadas en corteza oceánica que
 202 intruyeron el terreno Cañas Gordas (Cediel et al., 2003). Otros trabajos (Zapata y
 203 Rodríguez, 2020) argumentan la continuidad de este arco magmático Paleoceno-
 204 Eoceno, arguyendo la misma afinidad geoquímica y geocronológica a lo largo del
 205 margen (Figura 1.6).

206 El segmento Baudó es asociado al arco Chocó, de edad Cretácico Tardío-
 207 Paleógeno. Dominado por secuencias de basaltos toleíticos con intercalaciones de
 208 rocas volcanosedimentarias. Las afinidades tipo MORB sugieren una provincia de
 209 *plateau* oceánico (Goossens et al., 1977).



210

211 *Figura 1.6. Cronología de los terrenos acrecionados en el occidente de Colombia*

212 **1.6.2 Configuración de las cuencas Onshore del pacifico colombiano**

213 Las cuencas del margen pacifico fueron formadas en diferentes escenarios,
 214 ajustados por las variaciones en la cinemática y la interacción de la placa continental y
 215 las placas oceánicas de Farallón, Nazca y Coiba bajo un sistema de subducción en un

216 régimen transpresivo y compresivo (López, 2000; Cediél et al., 2003; Moreno, et al.,
217 2003).

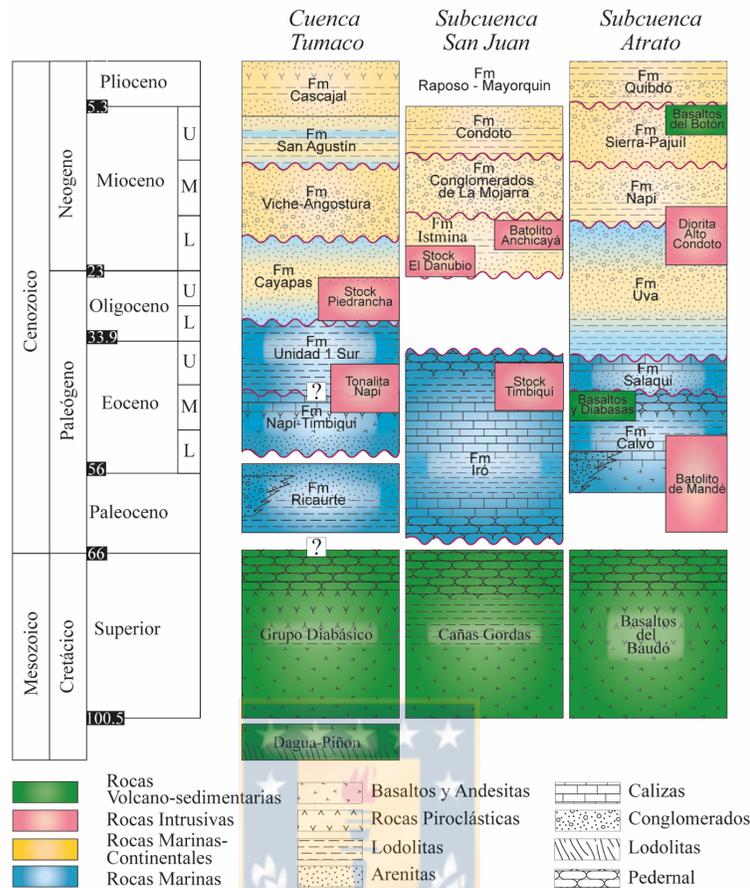
218 Al sur del margen continental, la cuenca Tumaco, fue clasificada como una
219 cuenca de *forearc* generada por la continua deformación de un prisma acrecionario
220 asociado al sistema de subducción, posterior a la acreción del terreno Dagua-Piñón
221 durante el Cretácico Tardío – Eoceno temprano (Luzieux et al., 2006; Marcaillou and
222 Collot, 2008; López, 2009 y Borrero et al., 2012). Hacia el norte del pacífico colombiano,
223 el bloque Panamá-Chocó fue acrecionado durante el Mioceno medio (Duque-Caro,
224 1990; Cediél et al., 2003; Ramos, 2009; Bayona et al., 2012; Pindell et al., 2005;
225 Villagómez et al., 2011; Cardona et al., 2018; Montes et al., 2019) y comprende las
226 subcuencas Atrato y San Juan. La subcuenca Atrato fue clasificada como una cuenca
227 de intra-arco, asociada al arco magmático de Baudó, posteriormente acrecionado
228 (Suárez-Rodríguez, 2007). Sin embargo, Bedoya et al. (2009) asumen la subcuenca
229 Atrato como una cuenca de *forearc*, separada de San Juan por la falla de San Juan
230 conocida también como la falla de Istmina que sirve de límite entre las dos cuencas.
231 Así mismo, estos autores interpretan la subcuenca San Juan como una cuenca de *pull*
232 *apart*, asociada a la cinemática de rumbo dextral de las fallas Garrapatas e Istmina.

233 **1.6.3 Estratigrafía de las cuencas onshore del pacifico colombiano**

234 La estratigrafía del margen continental colombiano ha sido segmentada acorde
235 a los modelos acrecionados (Figura 1.7). (Nelson, 1962; Haffer, 1967; Barrero, 1979;
236 McCourt et al. 1984; Nivia et al., 1997; INGEOMINAS, 2003; Pardo-Trujillo et al., 2002
237 y 2002a; ANH-Dunia, 2006, Borrero et al., 2012; ANH-GRP, 2014 y ANH-CPC, 2014).
238 Durante el Maastrichtiano-Paleoceno se evidencia la sedimentación de secuencias
239 volcano-sedimentarias de capas gruesas de tobas de lapilli seguidas por
240 intercalaciones de tobas de ceniza, capas de pedernal y basaltos, que son identificados
241 como el Grupo Diabásico y Grupo Dagua (Nelson, 1962; Barrero, 1979; Nivia et al.,
242 1997; Cediél et al., 2003), la presencia de lutitas, bioturbados de ambientes
243 hemipelágicos y calizas tipo micrita, indican una sedimentación coetánea con la
244 generación de rocas volcánicas (Borrero et al., 2012). Esta secuencia es suprayacida

245 por secuencias de pedernal con intercalaciones de caliza tipo mudstone, wackstone y
246 packstone, y shale bioturbados. Fueron depositadas en ambientes batiales oceánicos
247 (Cossio, 1994). En el Eoceno temprano-tardío en la cuenca Tumaco es reconocido
248 como la Formación Timbiquí, conformada por andesitas, dacitas, riolitas, tobas y
249 secuencias clásticas. En la subcuenca San Juan es representado por secuencias de
250 arenitas y lodolitas de ambientes transicionales a continentales (ANH-CPC, 2014). En
251 la subcuenca Atrato, se hace presente las secuencias clásticas y volcánicas con
252 intercalaciones de basaltos y lavas andesíticas con estructuras de pillow (Haffer, 1967).
253 El relleno sedimentario de las cuencas del margen durante el Oligoceno es dado por la
254 continua progradación de deltas hacia el occidente, sobre ambientes marinos, desde la
255 plataforma interna hasta el litoral, que marcaron progresivamente una regresión (ANH-
256 Ucaldas, 2011). Este relleno sedimentario es compuesto principalmente de arenitas con
257 intercalaciones de arcillolitas presentando, hacia la base de la secuencia,
258 intercalaciones de mudstone y capas delgadas de depósitos piroclásticos. Los reportes
259 publicados por ANH-Ucaldas (2011) sugieren un ambiente batial en unidades basales,
260 mientras que en las unidades más jóvenes, los ambientes varían hasta sublitoral y
261 marinos de plataforma (Hughes et al. 1988; Ecopetrol, 2000).

262 Durante el Mioceno-Plioceno la subsidencia de las cuencas fue muy rápida y la
263 secuencia de relleno, muy gruesa, conformada por ciclos de ambientes litorales,
264 marcados por secuencias clásticas de deltas progradantes, llanuras de inundación y
265 hacia el sur, principalmente por ríos trenzados (ANH-CPC, 2014). Simultáneamente se
266 depositaron ciclos de ambientes marinos, generados por entradas esporádicas del mar
267 (Ecopetrol, 2000, ANH-Dunia, 2006 y ANH-Ucaldas, 2011).



268
269
270
271

Figura 1.7. Cuadro cronoestratigráfico de las unidades presentes en las cuencas del margen continental colombiano (ANH-Dunia, 2006; ANH-EAFIT, 2007; ANH-GRP, 2011 y Borrero et al., 2012; ANH-CPC, 2014)

272 1.7 Objetivos

273 1.7.1 Objetivo general

274 El alcance principal de este trabajo se basa en proponer un modelo alternativo
275 para la evolución de las cuencas cenozoicas onshore del Pacífico.

276 1.7.2 Objetivos específicos

- 277 1. Determinar la arquitectura y evolución de las cuencas onshore Tumaco,
- 278 San Juan y sur de Atrato.
- 279 2. Determinar la distribución espacio-temporal, migración, geoquímica y el
- 280 control del emplazamiento de la provincia magmática Paleoceno-Eoceno.

281 1.8 Datos y Métodos

282 Se presenta a continuación los métodos utilizados para el alcance de cada uno de
283 los objetivos específicos

284

285 1.8.1 Metodología asociada al Objetivo específico 1: Interpretación 286 sísmica y configuración estructural

287 Se interpretaron 6 líneas sísmicas entre los 2° y 4°N, a lo largo de las cuencas
288 Tumaco y San Juan. Las líneas sísmicas fueron adquiridas en los años 80s y 90s, y se
289 reprocesaron con migración post apilado en tiempo (PSTM) por la ANH en el 2011.
290 Para la interpretación de las líneas sísmicas reprocesadas finales en formato (SEG-Y)
291 fue utilizado el software PETREL[®]. Los pozos Majagua-1, Chagui-1, Remolino Grande-
292 1, Sandi-1 y Tambora se cargaron en el software con datos de identificación (nombre,
293 compañía, profundidad final, etc.) y datos de ubicación (coordenadas, elevación del
294 terreno, provincia, etc.). La mayoría de los datos de pozo vienen en un archivo de
295 extensión LAS (Log ASCII Standard). Se cargó los *Check shots* de los pozos Majagua-
296 1 y Remolino Grande-1 para realizar el amarre de velocidad vs profundidad. Así mismo,
297 se integró la información y registros eléctricos de los pozos Chagui-1, Majagua-1,
298 Remolino Grande-1, Sandi-1, Tambora-1. La información de los pozos ANH-Chocó ST-
299 P, Urodó-1, Necora-1 y Buchadó-1 fue suministrada en informes especiales de ANH y
300 Ecopetrol (Figura 1.8).

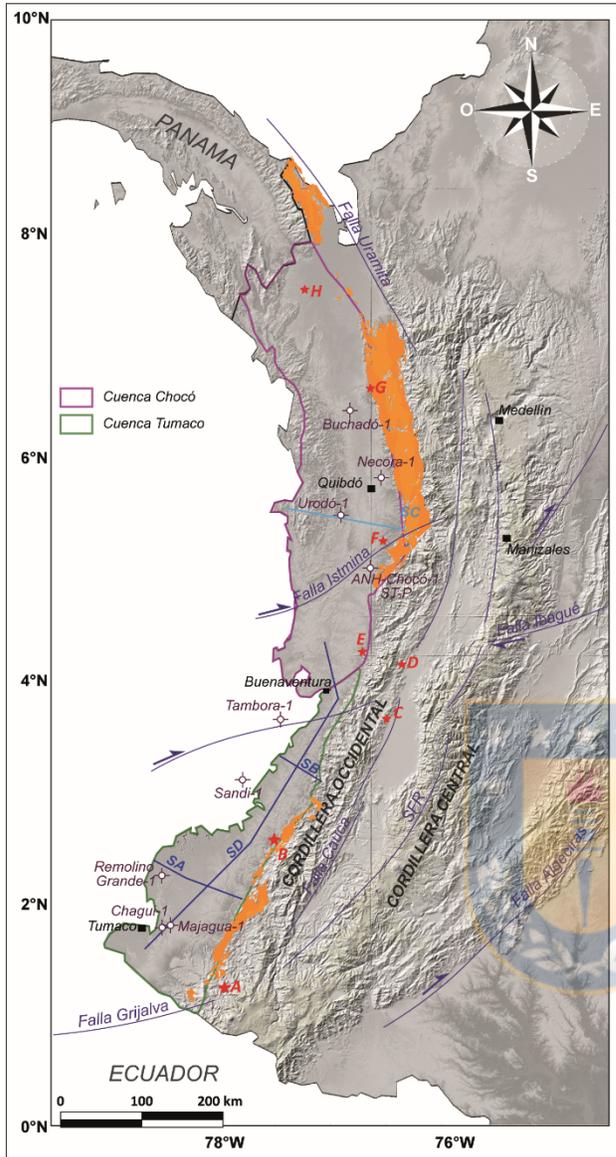


Figura 1.8. Localización general de los datos interpretados en este trabajo. Las estrellas rojas marcan las secciones estratigráficas localizadas en el borde oriental de las cuencas onshore de Colombia, A: Ricaurte, B: Río Napi, C: Guachinte, D: Calima-Darién, E: Agua Clara (ANH-CPC, 2014), F: Columna generalizada de la Subcuenca Atrato (ANH-Dunia, 2006), G: Río Murri y H: Río Salaquí (Haffer, 1967). Las líneas azules continuas representan las secciones sísmicas interpretadas en este trabajo y una sección estructural en el depocentro Atrato, Chocó. SA: líneas sísmicas NT-1992-2840 y NT-1990-2870 depocentro Tumaco, SB: línea sísmica TB-1991-7810 depocentro San Juan y SD: Líneas sísmica TB-1991-1110, TB-1991-1120 y TB-1991-1130 depocentro Tumaco y San Juan. SC: sección estructural depocentro Atrato. Los símbolos en blanco representan los pozos de referencia (1: Chagui-1, 2: Majagua-1, 3: Remolino Grande-1, 4: Sandi-1, 5: Tambora-1, 6: ANH-Chocó ST-P, 7: Urodó-1, 8: Necora-1 y 9: Buchadó-1). En color naranja se tienen los intrusivos de edad Paleoceno-Eoceno distribuidos en los bordes orientales de las cuencas onshore.

333

334

335

336

337

338

339

340

341

342

Una vez armada la base de datos de subsuelo se procedió a la correlación entre pozos y en la definición de secuencias estratigráficas aplicando el modelo conceptual de Sangree & Widmier (1977) y Mitchum et al. (1977). Se incorporó también información estratigráfica, bioestratigrafía y límites de secuencias de los pozos ANH-Chocó ST-P, Urodó-1, Necora-1 y Buchadó-1. Fueron identificadas las discordancias mayores observadas en las líneas sísmicas y la correlación estratigráfica de superficie. Se identificaron fallas asociadas a fallas lítricas y fallas planares tipo dominó. Una vez identificadas las discordancias y las fallas, se procedió a realizar la horizontalización (*flattening*) de cada una de las discordancias. La horizontalización es realizada en el

343 software PETREL[®] a partir de un reflector (discordancia interpretada) la cual se lleva a
344 un 0 horizontal. Lo anterior permitió identificar la disposición y geometría de los
345 espesores de las secuencias para cada momento, y poder reconocer la cinemática de
346 las estructuras. En las líneas sísmicas se utilizó el atributo envelope, el cual estima el
347 total de energía instantánea y es sensitivo a cambios de impedancia acústica.

348 Se elaboró una sección estructural a los 5°N en la subcuenca Atrato basada en
349 la geología de superficie e imágenes satelitales. Se llevaron a cabo 3 salidas a terreno,
350 en las cuales, se realizaron transectas ubicadas perpendiculares a los ejes principales
351 de las estructuras mayores. Se utilizaron los mapas geológicos del Servicio Geológico
352 Colombiano (Plancha 183 Coquí, Plancha 202 Pilizá y Plancha 184 Lloró), que
353 permitieron reconocer las distintas unidades formacionales y establecer los contactos
354 entre ellas. Adicionalmente, se recurrió a una imagen satelital DEM (10 metros) para la
355 interpretación geomorfológica y la base topográfica. La actitud estructural de los
356 estratos fue medida con brújula. Se tomaron puntos de control con GPS, ubicando los
357 tramos levantados sobre la geomorfología. Los bosquejos fueron dibujados e
358 integrados sobre la base topográfica-geomorfológica utilizando los puntos de control
359 para re-escalarlos y los datos de inclinaciones proyectados para representar los flancos
360 de las estructuras. Se integró los datos originales del pozo Urodó-1, con el fin de
361 delimitar las unidades a profundidad en el perfil estructural. Mayores detalles de la
362 metodología son presentados en el capítulo II.

363 **1.8.2 Metodología asociada al Objetivo específico 2: Geocronología U/Pb** 364 **en circones y control geométrico**

365 Las dataciones isotópicas fueron realizadas en cinco (5) muestras obtenidas en
366 salidas a terreno utilizando el método U/Pb en circón, pagadas por la ANH. Las
367 muestras fueron recolectadas en cuerpos ígneos localizados a lo largo de la Cordillera
368 Occidental adyacentes a las cuencas *onshore*. Se utilizó la técnica de análisis
369 espectrométrico de relaciones isotópicas en granos individuales con ablación por punto
370 (“spot analysis”) utilizando un sistema de láser acoplado a un espectrómetro de masas
371 (Laser Ablation - Multicollector - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry o LA-

372 ICP-MS). Los análisis geoquímicos en roca entera fueron hechos mediante el método
373 ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-mass spectrometry) en ACMELABS (Analytical
374 Laboratories, Vancouver, Canadá).

375 Se analizaron veintidós (22) muestras para elementos mayores y veinticuatro
376 (24) para elementos traza. Los análisis de elementos mayores y traza se llevaron a
377 cabo mediante el método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-mass spectrometry) en
378 ACMELABS (Analytical Laboratories, Vancouver, Canadá). La precisión lograda con
379 este procedimiento es de ± 2 ppm y ± 5 ppm para una concentración analítica entre 50 y
380 5 ppm, respectivamente. Para cada muestra, fueron tomados 0.2 g y se mezclaron con
381 1.5 g de flujo de LiBO^2 . Fueron calentados a 1050°C durante 15 min. Posteriormente
382 se disolvió en HNO^3 al 5%. Patrones de calibración y blancos de reactivo fueron
383 añadidos y las soluciones se aspiraron en un espectrómetro de emisión ICP. Los límites
384 de detección de los elementos mayores varían entre 0.001% y 0.004%, y los valores de
385 los oligoelementos son de aproximadamente 0.1 ppm. Los elementos de tierras raras
386 tienen límites de detección entre 0.01 y 0.05 ppm. Estos resultados se presentan libres
387 de H^2O^+ , H^2O^- , CO^2 y normalizados a 100%. Las muestras con pérdida por ignición
388 mayor a 3.5% fueron descartadas de los análisis debido a que estas pérdidas se
389 consideran como un índice de alteración de la roca. Los resultados de los análisis
390 geoquímicos se manejaron y procesaron utilizando el software GCD Kit 4.1 (Janousek
391 et al., 2006). Se recopilaron treinta y cinco (35) análisis geocronológicos U/Pb, sesenta
392 y siete (67) análisis de elementos mayores y cuarenta y cuatro (44) de elementos traza,
393 disponibles a partir de investigaciones publicadas y trabajos e informes cartográficos
394 del Servicio Geológico Colombiano y la ANH.

395 La integración de los nuevos datos obtenidos (5 muestras para U/Pb, 22
396 muestras de elementos mayores y 24 para elementos traza) y los recopilados de la
397 literatura, permitió realizar el análisis de un total de cuarenta (40) datos geocronológicos
398 U/Pb, ochenta y nueve (89) análisis de elementos mayores, y sesenta y ocho (68) de
399 elementos traza.

400 La geometría de los cuerpos ígneos de edad Paleoceno-Eoceno, fue identificada
401 y digitalizada a partir de la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano y

402 los trabajos de cartografía realizados para la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH-
403 GRP, 2014). La digitalización se llevó a cabo en el software ArcMap®, y posteriormente
404 se realizó la recopilación de los estudios de cinemática de placas realizados a lo largo
405 de Sudamérica y los más cercanos al área de estudio. Una vez identificada la dirección
406 de convergencia sincrónica al emplazamiento magmático, se realizó la descomposición
407 del vector de convergencia, con el fin de identificar la componente ortogonal y de
408 transcurrencia, que fue transferida a la placa continental. Así mismo, tomando como
409 referencia la elipse de deformación (Rossello, 2008), se realiza la comparación entre la
410 geometría de los intrusivos y el azimut de las fracturas tensionales que se generarían
411 acorde al vector de convergencia.



412 **2 Capítulo 2: Evolución de las cuencas Tumaco, Atrato y San Juan sobre una**
413 **plataforma continua a lo largo del margen pacífico colombiano**

414 Este capítulo corresponde a un artículo enviado originalmente a revisión a la
415 revista *Andean Geology* el día 10 de agosto de 2021. El manuscrito fue modificado
416 durante 2022 y re-enviado para recomenzar el proceso de revisión el 20 de Octubre 2022.
417 El manuscrito se transcribe sin ninguna modificación a la versión final enviada a revisión.

418
419 Jeny Alejandra Grajales^{1,2, *}, Ángel F. Nieto-Samaniego³, Andrés Tassara¹, Jairo Alonso
420 Osorio⁴, Luis Ernesto Ardila⁵ y Juan Fernando Martínez⁶

421
422 (1) Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Edmundo Larenas 234, Campus
423 Concepción, Chile.

424 (2) La Luna E&P S DE RL Sucursal Colombia, Carrera 13A No. 87-17, Bogotá, Colombia.

425 (3) Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard
426 Juriquilla 3001, C.P. 76230, Querétaro, México.

427 (4) Servicio Geológico Colombiano, Diagonal 53, No. 34 - 53, Bogotá D.C., Colombia.

428 (5) Ardila Exploration, Inc., 6418 La Manga Dr., Dallas, Texas 75248 U.S.A.

429 (6) Consultor independiente. jfmartin11@yahoo.es
430

431 **2.1 Resumen**

432 Numerosos autores han interpretado el margen pacífico colombiano como
433 sucesivas acreciones de terrenos oceánicos con la generación de cuencas de *forearc*, lo
434 que ha sido interpretado como un régimen compresivo-transpresivo durante el Cretácico
435 Tardío-Mioceno. Nuevos datos adquiridos en la última década no presentan coherencia
436 con los modelos propuestos en el área. En este trabajo se descifra el origen y la evolución
437 de las cuencas Cenozoicas *onshore* del margen continental del pacífico colombiano, a
438 partir de la interpretación de líneas sísmicas reprocesadas, secciones geológicas, la
439 integración de secciones estratigráficas y el análisis de pozos.

440 Las evidencias sugieren que, durante el Cretácico Tardío - Eoceno medio-tardío,
441 las cuencas *onshore* estuvieron regidas por una extensa plataforma marina, con
442 crecimiento de carbonatos arrecifales durante el Eoceno medio-tardío. Coetáneo a la
443 sedimentación del Cretácico Tardío, se presentó magmatismo efusivo, principalmente
444 basáltico; a partir del Oligoceno, la evolución de las cuencas estuvo dominada por
445 procesos diferentes durante tres periodos. Primero, en el Oligoceno-Mioceno temprano,
446 en la cuenca Tumaco y subcuenca San Juan ocurrió un evento extensional-
447 transtensional acompañado de la intrusión de cuerpos ígneos en el borde oriental, con la
448 generación de estructuras de horst-graben y fallas tipo dominó y la cuenca Atrato
449 presentó deformación con fallas inversas locales en el flanco oriental. Segundo, en el
450 Mioceno medio-tardío se generó el levantamiento en el flanco occidental de la cuenca
451 Tumaco. En la subcuenca San Juan tuvo lugar la deformación transpresiva evidenciada
452 por la interacción del sistema de fallas San Juan y Garrapatas. Tercero, durante el
453 Pleistoceno, las cuencas Tumaco y San Juan presentaron, nuevamente, levantamiento
454 del flanco oriental. En la subcuenca Atrato se generó el anticlinal de Baudó asociado a
455 un régimen transpresional. Los resultados de este trabajo muestran que no hay evidencia
456 de una colisión en las cuencas del *onshore* del occidente colombiano durante el tiempo
457 estudiado; asimismo, no se presentan evidencias de los efectos generados por la
458 presencia de un sistema de subducción durante el Cretácico Tardío–Eoceno medio-
459 tardío. Esto abre la posibilidad que el inicio del sistema de subducción en el occidente
460 colombiano pudo haber comenzado durante el Oligoceno temprano.

461 Palabras clave: plataforma marina, borde continental, extensión, compresión-
462 transpresión.

463 **Abstract**

464 Several authors have interpreted the Colombian Pacific margin as a succession of
465 oceanic terrane accretions with the generation of forearc basins in a compressive-
466 transpressive tectonic regime since the Late Cretaceous-Miocene. New data acquired in
467 the last decade do not support the proposed models. The objective of this work is to
468 decipher the origin and evolution of the Cenozoic land basins of the Colombian Pacific
469 margin, using the seismic interpretation of new reprocessed seismic lines, geological
470 cross-sections, integration with stratigraphic columns and well analysis. The data suggest
471 that from the Late Cretaceous to the Middle Eocene, the terrestrial basins were controlled
472 by a marine platform with reef growth during the Late Middle Eocene. Contemporary to
473 the sedimentation during the Late Cretaceous, effusive magmatism, mainly basaltic, was
474 identified. Starting from the Oligocene, the basins were dominated by different processes
475 during three periods. First, during the Oligocene-Early Miocene, an extensional-
476 transtensional event within the Tumaco Basin and San Juan Sub-basin, which produced
477 horst-graben structures and domino faults and presence of intrusion of igneous bodies in
478 the eastern part of the basins. The Atrato basin shows reverse faulting locally on the
479 eastern flank. Second, during the mid-late Miocene, the western side of the Tumaco Basin
480 was uplifted. Transpressive deformation occurred in the San Juan sub-basin, evidenced
481 by the interaction of the San Juan and Garrapatas fault system. Third, during the
482 Pleistocene, the eastern flank of the Tumaco Basin and the San Juan Sub-basin were
483 uplifted again. In the Atrato Sub-basin, the Baudó anticline was created and associated
484 with a transpressional regime. The results of this work do not support a collision recorded
485 in the land basins of the Colombian Pacific during the time studied. Furthermore, the

486 results do not support subduction during the Late Cretaceous-Middle Eocene. Therefore,
487 this opens the possibility that the subduction system in western Colombia could began
488 during the early Oligocene.

489 Keywords: Marine platform; continental edge; extension; compression-
490 transpression.

491 **2.2 Introducción**

492 El margen pacífico colombiano se extiende por más de 700 km entre los límites
493 políticos de Colombia-Ecuador y Colombia-Panamá. Allí se localizan las cuencas
494 Tumaco y Chocó, separadas por la Falla de Garrapatas y limitadas, al oriente, por la
495 cordillera Occidental (Figura 2.1). La cuenca Chocó comprende las subcuencas Atrato
496 (SCA) y San Juan (SCSJ), separadas por el sistema de fallas San Juan (Falla Istmina)
497 (Figura 2.1A).

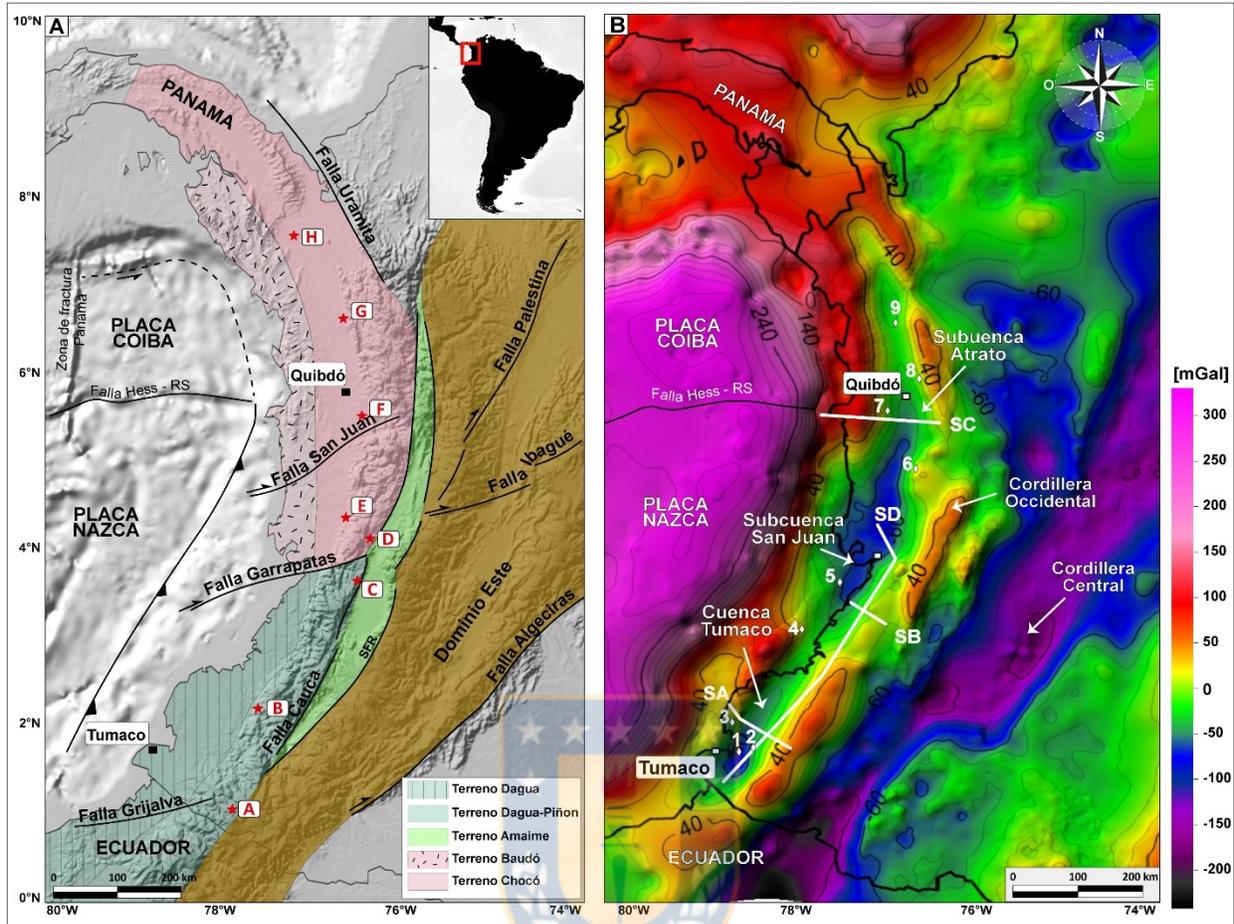
498 La configuración del margen pacífico colombiano es el resultado de la interacción
499 entre las placas Sudamericana y Farallón-Nazca; este es un sistema de subducción con
500 tasas de convergencia variables y ángulos de convergencia desde muy oblicuos hasta
501 ortogonales. Se ha propuesto que dicho sistema de subducción dio lugar a la acreción
502 de terrenos oceánicos al continente, durante el Maastrichtiano–Eoceno (Cediel *et al.*,
503 2003) y durante el Mioceno medio-tardío (Duque-Caro, 1989, 1990, Cediel *et al.*, 2003;
504 Villagómez y Spikings, 2013; Spikings *et al.*, 2005). Los modelos que consideran la
505 aloctonía de los terrenos que conforman la región occidental colombiana coinciden, de
506 manera general, en que el mecanismo de acreción oblicua generó zonas de deformación
507 complejas, que se manifiestan en la multiplicidad de bloques y escamas con diferentes
508 grados de facies metamórficas.

509 En la cuenca Tumaco, los trabajos más recientes publicados sobre esta región
510 (López, 2009; Marcaillou y Collot, 2008; Borrero et al., 2012; López-Ramos, 2020) basan
511 sus interpretaciones de modelos evolutivos, en la propuesta de Dickinson y Seely (1979)
512 sobre las características básicas del desarrollo de cuencas tipo forearc Oligo-Miocenas

513 en un ambiente de margen acrecentivo. Por su parte, la evolución al norte, en la cuenca
514 Chocó, hace parte de los terrenos alóctonos que fueron acrecionados al continente
515 durante el Mioceno (Montes et al., 2019; Cardona et al., 2020) y fue dada a partir de la
516 evolución de un arco magmático del Cretácico Tardío (arco Baudó) (Suárez-Rodríguez,
517 2007).

518 En un sistema de terrenos oceánicos acrecionados se esperaría que la
519 configuración de la corteza superior corresponda a la de un ambiente compresional, con
520 acortamiento horizontal y engrosamiento vertical por apilamiento de bloques; tales
521 características se han descrito, por ejemplo, en la acreción del terreno Yakutat en
522 Canadá, Alaska, bajo un régimen transpresivo (Bruhn et al., 2004, 2012; Ricketts, 2019).
523 Se esperaría también que la distribución de la sedimentación estaría condicionada a la
524 erosión de los terrenos oceánicos acrecionados y, en el caso de las cuencas forearc, al
525 crecimiento del prisma acrecentivo, que actuaría como hombro activo de las cuencas
526 (Manu et al., 2017; Noda, 2016).

527 En este trabajo se presenta la integración de datos geológicos, que incluyen
528 secciones sísmicas, secciones geológicas, la recopilación de análisis de pozos y
529 columnas estratigráficas existentes en el área de estudio (Figura 2.1), y la
530 reinterpretación de los datos publicados sobre el área de estudio. El análisis muestra que
531 las estructuras formadas en el borde continental y la distribución de las facies
532 sedimentarias corresponden al desarrollo de una plataforma continua durante el
533 Cretácico Tardío–Eoceno medio. Adicionalmente, se propone un modelo del desarrollo
534 de dichas cuencas en su conjunto, abarcando del Cretácico Tardío al Mioceno-Plioceno.



535
 536 *Figura 2.1. A) Marco tectónico de los Andes de Colombia (Acosta, et al., 2007; Cediél et al., 2003; Ramos,*
 537 *2009). RS: Ridge Sandra. Las estrellas rojas marcan las secciones estratigráficas localizadas en el borde*
 538 *oriental de las cuencas onshore de Colombia, A: Ricaurte, B: Río Napi, C: Guachinte, D: Calima-Darién,*
 539 *E: Agua Clara (ANH-CPC, 2014), F: Columna generalizada de la Subcuenca Atrato (ANH-Dunia, 2006),*
 540 *G: Río Murri y H: Río Salaquí (Haffer, 1967). B) Mapa de anomalía de Bouguer (ANH, 2010). Depocentro*
 541 *San Juan (SCSJ), Tumaco (CT) y Atrato (SCA) en el borde pacífico colombiano. Las líneas blancas*
 542 *continuas representan las secciones sísmicas interpretadas en este trabajo y una sección estructural al*
 543 *sur del depocentro Atrato. SA: líneas sísmicas NT-1992-2840 y NT-1990-2870 depocentro Tumaco, SB:*
 544 *línea sísmica TB-1991-7810 depocentro San Juan y SD: línea sísmica TB-1991-1110, TB-1991-1120 y TB-*
 545 *1991-1130 depocentro Tumaco y San Juan. SC: sección estructural depocentro Atrato. Los rombos en*
 546 *blanco representan los pozos de referencia (1: Chagui-1, 2: Majagua-1, 3: Remolino Grande-1, 4: Sandi-*
 547 *1, 5: Tambora-1, 6: ANH-Chocó ST-P, 7: Urodó-1, 8: Necora-1 y 9: Buchadó-1).*
 548

549 **2.3 Marco tectónico**

550 El margen del pacífico colombiano presentó una subducción de las placas Farallón
 551 y Nazca durante el Cretácico Tardío-Mioceno tardío. La subducción presentó variaciones
 552 en la velocidad de convergencia y tuvo ángulos de interacción desde muy oblicuos a

553 ortogonales (Pardo-Casas, 1987; Daly, 1989; Maloney, 2013; Somoza and Chidella,
554 2005; Martinod, 2010; Liu, 2008). Durante el Cretácico Tardío, el proceso de subducción
555 formó estructuras de graben y horst paralelos a la trinchera, cerca de la placa oceánica
556 y se emplazaron magmas toleíticos bajos en potasio que, posteriormente, fueron
557 yuxtapuestos al borde del continente (Barrero, 1979).

558 Diferentes trabajos sustentan varios procesos de acreción de terrenos oceánicos
559 al continente colombo-ecuadoriano, bajo un régimen tectónico compresivo, derivado del
560 sistema de subducción durante el Cretácico Tardío y hasta el Mioceno (Feininger and
561 Bristow, 1980; Evans and Whittaker, 1982; McCourt et al., 1984; Feininger, 1987; Aspden
562 and Litherland, 1992; Estrada, 1995; Kerr et al., 1997, 2002; Hughes and Pilatasig, 2002;
563 Spikings et al., 2001, 2005; Cediel et al, 2003; Ramos, 2009; Villagómez and Spikings,
564 2013; Montes et al., 2019; Barbosa-Espitia et al., 2019 Cardona et al., 2020).

565 El conjunto de terrenos acrecionados abarca la parte más occidental de la
566 cordillera Central y la cordillera Occidental (Cediel et al., 2003; Boschman et al., 2014).
567 Los terrenos Dagua-Piñón y Cañas Gordas están conformados por basaltos de meseta
568 oceánica y arcos de islas toleíticos, con ocasionales lavas calco-alcalinas (Kerr et al.,
569 2002; Pindell et al., 2005; Kennan and Pindell, 2009; Pindell and Kennan, 2009). El
570 terreno Dagua-Piñón es considerado el basamento de la cuenca Tumaco, acrecionado
571 durante Paleoceno-Eoceno temprano (Cediel et al., 2003). El terreno Cañas Gordas es
572 compuesto por secuencias oceánicas volcano-sedimentarias, dominado por basaltos y
573 andesitas de edad Cretácico Tardío-medio, fue acrecionado al norte del sistema de fallas
574 de Garrapatas, durante el Mioceno. Este terreno hace parte del bloque Panamá-Chocó
575 y conforman la cordillera Occidental y el basamento de las cuencas del borde continental
576 (Cediel et al., 2003; Ramos, 2009; Luzieux et al., 2006).

577 Cardona et al. (2018) y Barbosa-Espitia et al. (2019) consideran un modelo de
578 doble subducción con un punto triple a la latitud de Ecuador para el margen colombo
579 ecuadoriano, el cual estuvo activo durante el Paleoceno–Oligoceno temprano. Este
580 modelo pretende explicar la acreción del bloque Panamá-Chocó durante el Mioceno
581 medio-tardío, el cual incorpora los intrusivos de edad Paleoceno-Eoceno y la cuenca
582 Chocó.

583 El límite sur del bloque Panamá-Chocó es asumido en la Falla de Garrapatas
584 (Duque-Caro, 1990; Suárez-Rodríguez, 2007 y Cediél, 2003) y el límite oriental, en la
585 zona de falla de Uramita considerada por Duque-Caro, (1990) como la zona de sutura
586 de la acreción. La cuenca Chocó se considera como parte del bloque Panamá-Chocó
587 (Figura 2.1), y es dividida en la subcuenca Atrato, al norte, y la subcuenca San Juan, al
588 sur, estando separadas por el sistema de Fallas San Juan (Falla Istmina) (Etayo et al.,
589 1983; Duque-Caro, 1990; Cediél, 2003). La subcuenca San Juan fue definida como una
590 cuenca de tipo pull apart, asociada al desplazamiento dextral de las fallas San Juan y
591 Garrapatas (Petrobras, 2002; Suárez-Rodríguez, 2007), las cuales fueron reactivadas de
592 estructuras extensionales (ANH, 2010b).

593 La SCA fue clasificada como una cuenca de intra-arco, asociada al arco
594 magmático de Baudó del Cretácico Tardío, acrecionado posteriormente (Suárez-
595 Rodríguez, 2007). En contraste, Bedoya et al. (2009) asumen la subcuenca Atrato como
596 una cuenca de forearc, separada de SCSJ por el alto estructural de Istmina-Condoto
597 (Falla Istmina) que sirve de límite de las dos cuencas, cada una con su propia historia
598 geológica.

599 Hacia el sur, la cuenca Tumaco fue relacionada al crecimiento y deformación de
600 un prisma acrecentivo, asociado al sistema de subducción (Luzieux et al., 2006;
601 Marcaillou and Collot, 2008; López, 2009 y Borrero et al., 2012). Las secuencias basales
602 corresponden al basamento de la cuenca, que fueron acrecionadas en un régimen
603 transpresional en el Cretácico Tardío-Paleoceno y hacen parte del terreno Dagua-Piñón.
604 La sedimentación registra la transición de un régimen transpresional a compresional,
605 durante el Eoceno tardío – Mioceno medio (López-Ramos, 2020), periodo en el cual se
606 da la acreción del terreno Gorgona (Cediél et al. 2003). El levantamiento de los altos
607 estructurales occidentales de la cuenca Tumaco se formaron en un régimen compresivo
608 desde el Mioceno tardío hasta el presente, clasificándola como una cuenca de doble
609 forearc (López-Ramos, 2020).

610 **2.4 Descripción del relleno de las cuencas**

611 Las secuencias sedimentarias depositadas en las cuencas del borde continental
612 colombiano y sobre la cordillera Occidental (Figura 2.2 y Figura 2.3) han sido reportadas
613 por diferentes autores (Nelson, 1962; Haffer, 1967; Barrero, 1979; McCourt et al. 1984;
614 Nivia et al., 1997; INGEOMINAS, 2003; Pardo-Trujillo et al., 2002 y 2002a; ANH-Ucaldas,
615 2011; ANH-GRP, 2014; ANH-CPC, 2014; Borrero et al., 2012; Echeverry et al., 2016;
616 Pardo et al., 2020).

617 En este estudio, los ciclos sedimentarios depositados en el borde continental
618 colombiano se han dividido tomando como referencia dos periodos, Cretácico Tardío-
619 Eoceno medio-tardío y Oligoceno-Mioceno, en los que se evidencia un cambio en la
620 evolución de las cuencas onshore. Como resultado, se describen dos secuencias
621 principales, una primera pre-Oligocena y una segunda para el periodo Oligoceno-
622 Mioceno.

623 Dentro de las secuencias pre-Oligocenas se identifican tres discordancias
624 mayores (discordancias sub-Paleoceno, sub-Eoceno medio y sub-Oligoceno tardío). En
625 la secuencia Oligoceno-Mioceno se reconoce una discordancia mayor (sub-Mioceno) y
626 una discordancia menor (sub-Mioceno medio y Mioceno tardío) (Pardo et al., 2020).
627 También se han reportado en el registro sedimentario del pacífico colombiano, dos hiatos
628 importantes: uno, en la SCA y SCSJ en el post-Cretáceo tardío-pre-Eoceno (Mera y
629 Piragua, 2000; Haffer, 1967) y un segundo hiato en el post-Eoceno medio-pre-Oligoceno
630 tardío (Texaco, 1989; Haffer, 1967). En la CT se han identificado hiatos en el Cretácico
631 medio-tardío, Paleoceno tardío-Eoceno temprano, Eoceno medio y Mioceno medio
632 (López-Ramos, 2020).

633 **2.4.1 Cuenca Tumaco (CT)**

634 Se toma como referencia las columnas estratigráficas A y B (Figura 2.1A),
635 ubicadas sobre la cordillera Occidental, en el flanco oriental de la CT. Estas columnas
636 estratigráficas son representativas de las secuencias sedimentarias depositadas
637 (continuas y subhorizontales) desde finales del Cretácico Tardío hasta el Eoceno medio
638 (ANH-GRP, 2014; ANH-CPC, 2014).

639 **2.4.1.1 Ciclo Maastrichtiano-Paleoceno**

640 En la columna estratigráfica A (Figura 2.2), este ciclo es representado por
641 secuencias volcano-sedimentarias de capas gruesas de tobas de lapilli seguidas por
642 intercalaciones de tobas de ceniza, capas de pedernal y basaltos, de edad
643 Maastrichtiano (Grupo Diabásico y Grupo Dagua) (Nelson, 1962; Barrero, 1979; Nivia et
644 al., 1997; Cediél et al., 2003). Análisis petrográficos en basaltos toleíticos de esta
645 secuencia evidencian improntas de afinidad continental, por la presencia de fragmentos
646 de cristales de cuarzo metamórfico y fragmentos de arenitas (ANH-CPC, 2014).

647 La presencia de shales bioturbados de ambientes hemipelágicos y calizas tipo
648 micrita, indican una sedimentación coetánea con la generación de rocas volcánicas
649 (Borrero et al., 2012; ANH-GRP, 2014). Capas tabulares de shale con esporádicas capas
650 de arenitas cuarzosas de grano fino se depositaron sobre la secuencia volcano-
651 sedimentaria. Hacia el tope, incrementan paulatinamente las capas onduladas de
652 cuarzoarenitas y calizas tipo wackstone, en una gradación inversa. Por su posición
653 estratigráfica, estas rocas tienen una edad Paleoceno temprano (Daniano–Selandiano),
654 debido que están suprayacidas por espesos paquetes de secuencias clásticas-
655 carbonáticas de edad Eoceno temprano-Eoceno medio (Sección A y B), cuya edad se
656 conoce a partir de su contenido de foraminíferos planctónicos en las capas de caliza, con
657 presencia de género Acarinina y ausencia de Morozovéllidos (ANH-GRP, 2014).

658 Así mismo, la parte inferior de la secuencia de shale en la sección A, fue instruida
659 por diques métricos de andesita y riolita de 57.6 ± 5.0 Ma, datado con el método de K/Ar
660 en roca entera (ANH-Ucaldas, 2011). Es datado también, a partir de foraminíferos
661 (Archeoglobigerina sp., Globotruncanella petaloidea, Globuligerina sp., Guembelitra

662 cretácea, *Heteroheliz striata*, *Pseudoguembelina* sp., *Pseudotextularia elegans*,
663 *Rugotruncana* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Rugoflobigerina macrocephala*) del Cretácico
664 Tardío (Maastrichtiano) (ANH-CPC, 2014).

665 Este ciclo fue definido en el pozo Remolino Grande-1 (Figura 2.3). Los informes
666 originales de descripción de zanja realizados durante la perforación del pozo especifican
667 que las secuencias encontradas entre 6000 ft (1828,8 m) y 7200 ft (2194,5 m)
668 aproximadamente, son capas de conglomerados con rocas volcánicas (diabasa, basalto
669 y microgabros), intercalados con niveles delgados de lodolitas y arenitas lodosas,
670 infrayacidos por una sucesión volcano-sedimentaria con niveles de lodolitas y arenitas
671 finas, intercaladas con basaltos y microgabros.

672 A una profundidad de 7250 ft (2209,8 m) cortó rocas posiblemente, del Cretácico
673 Tardío, pues se dató por el método K/Ar en roca entera un clasto de diabasa, obteniendo
674 una edad 82.2 ± 8.1 Ma.; con el método Ar/Ar en roca entera se obtuvieron edades de
675 75.8 ± 1.9 Ma; 82.9 ± 4.8 Ma y 91.2 ± 6.7 Ma (Research, 1981; ANH-Ucaldas, 2010). Así
676 entonces, esta secuencia del pozo Remolino Grande-1 entre 6000 ft (1828,8 m) y 7200
677 ft (2194,5 m) aproximadamente, tendría una edad más joven que 75.8 Ma.; sin embargo,
678 los datos reportados por López (2009 y 2020) son interpretados como flujos de basaltos.

679 **2.4.1.2 Ciclo Eoceno temprano-medio**

680 Constituido por capas gruesas de cuarzoarenitas con ocasionales capas delgadas
681 de lodolitas y calizas tipo wackestone, datadas en la sección B, a partir de foraminíferos
682 planctónicos (genero *Acarinina* sumado a la ausencia de *Morozovéllidos*) (Annells et al.,
683 1988; ANH-GRP, 2014), seguidas por secuencias de lodolitas con capas esporádicas de
684 arenitas. El ciclo es también reconocido como la formación Timbiquí, conformada por
685 andesitas, dacitas, riolitas, tobas y secuencias clásticas con cemento carbonático. La
686 presencia de fragmentos monocristalinos bien preservados y fragmentos de vidrio en las
687 tobas, sugieren que fueron depósitos de caída, asociados a un evento volcánico
688 generado cerca de un margen continental activo (Annells et al., 1988). Son también
689 descritas al norte de la CT por Barrero (1979); Álvarez y Gonzáles (1978); Parra (1983);

690 INGEOMINAS (2002, 2003), quienes identifican leves efectos de metamorfismo térmico
691 y dinámico, incluso con presencia de mármol.

692 En el pozo Remolino Grande-1 (Figura 2.3), a una profundidad de 5670-5680 ft
693 (1728.2 - 1731.264 m) fueron datadas estas secuencias con una edad Eoceno tardío.
694 Son compuestas por secuencias lutitas con ocasionales intercalaciones de arenitas de
695 grano medio. De acuerdo con Research (1981), la edad está basada en la presencia de
696 *Discoaster saipanensis* (especie que no aparece por encima del Eoceno superior, en la
697 zona de nanofósiles NP20), e *Isomolithus recurvus* (especie en un rango no inferior a la
698 zona de nanofósiles NP19); aunque el recobro de foraminíferos para este intervalo es
699 insignificante y no es indicativo de una edad Eoceno tardío, la presencia de Globorotalia
700 óptima indica una edad no más joven que Oligoceno temprano. Es también referenciada
701 con una edad desde el Eoceno temprano-medio (Flores *et al.*, 2012) y una edad Eoceno
702 medio-tardío por Pardo *et al.* (2020).

703 **2.4.2 Subcuenca San Juan (SCSJ)**

704 En la SCSJ las secuencias son reportadas en las columnas estratigráficas D y E
705 (Figura 2.2).

706 **2.4.2.1 Ciclo Maastrichtiano - Paleoceno**

707 En la sección D, el ciclo Maastrichtiano-Paleoceno está compuesto de base a tope
708 por basaltos, mudstone masivos con microfósiles silíceos intercaladas con arenitas
709 calcáreas, tobas de ceniza y lodolitas silíceas, localmente falladas y plegadas (ANH-
710 CPC, 2014). En la parte superior de la secuencia, hay capas de pedernal con aporte
711 volcánico de fondos hemipelágicos y corrientes de turbidez. En la columna estratigráfica
712 E, consiste en basaltos, diabasas y basaltos porfiríticos intercalados con lodolitas ricas
713 en materia orgánica seguidos por areniscas, tobas básicas, pedernal y lutitas. Esta
714 unidad fue datada a partir de foraminíferos desde el Cenomaniano hasta el
715 Maastrichtiano (Barrero, 1979; ANH-Geoestudios, 2008). Los flujos basálticos con
716 esporádicas capas de pedernal de edad Campaniano–Maestrichtiano, son reportados
717 localmente con metamorfismo dinámico, formando milonitas y cataclasitas, es también

718 reportado mármol cerca de cuerpos intrusivos (Barrero, 1979; INGEOMINAS, 1999, 2002,
719 2003; Orrego y París, 1991; Suárez-Rodríguez, 2007).

720 La secuencia continúa con capas delgadas de lodolitas laminadas, intercaladas
721 con arenitas de grano fino, seguidas por sucesiones monótonas de lodolitas laminadas
722 con escasas capas de arenitas arcosas líticas de grano medio. La edad fue asignada a
723 partir de análisis bioestratigráficos (Rzehakina epigona, junto con Bolivina sp. y
724 radiolarios) del Paleoceno tardío (INGEOMINAS, 2003); sin embargo, estudios anteriores
725 (Etayo et al., 1982; Parra, 1983) le asignaron una edad Cretácico Tardío. Suprayacidos
726 por capas de lodolitas laminadas intercaladas con niveles de arenitas de grano fino,
727 seguida por una sucesión clástica de arenitas cuarzosas con estratificación cruzada en
728 artesa y estructuras de deslizamiento, estas rocas fueron depositadas en ambientes de
729 lóbulos deltaicos distales y proximales con intervención de inundaciones (ANH-CPC,
730 2014).

731 Localmente, las variaciones laterales de este ciclo fueron descritas por Pardo-
732 Trujillo et al. (2002, 2002a) sobre el flanco occidental de la cordillera Central, a la latitud
733 de Buenaventura, compuesto por secuencias clásticas de conglomerados arenosos,
734 arenitas, arenitas calcáreas y lutitas con abundantes restos de plantas, amonitas, y
735 bivalvos de edad Campaniano-Maastrichtiano. Son definidas como Segmento 1 de la
736 Formación Nogales, seguida por secuencias de lodolitas silíceas y calcáreas, pedernal,
737 tobas y arenitas con amonitas y restos de plantas; sus características definen ambientes
738 marinos someros seguidos por depósitos hemipelágicos con aporte volcánico.

739 **2.4.2.2 Ciclo Eoceno temprano-medio**

740 Esta secuencia es bien definida en la columna estratigráfica C, compuesta por
741 sucesiones siliciclásticas de capas delgadas de arenitas de grano medio con
742 intercalaciones de lodolitas laminadas y capas de conglomerados. Hacia la parte media
743 predominan capas de lodolitas laminadas y arenitas de grano fino y hacia el tope, estratos
744 gruesos de conglomerados intercalados con lodolitas de edad Eoceno medio-tardío. Los
745 ambientes de depósito varían desde ríos meandriformes a llanuras de inundación (ANH-
746 Geoestudios, 2008; ANH, 2010c). En la columna estratigráfica E, este ciclo es datado a

747 partir de análisis geocronológicos U/Pb en rocas detríticas con valores de 79 Ma, 88 Ma,
748 93 Ma, 102 Ma, 120 Ma y 148 Ma, indicando que la depositación de las secuencias fue
749 más joven que 79 Ma (ANH-CPC, 2014).

750 Rocas pertenecientes a este ciclo son reportadas en la cuenca intra-montana de
751 Cauca-Patía, con secuencias clásticas de conglomerados y arenitas cuarzosas, que
752 suprayacen discordante sobre secuencias del Cretácico Tardío–Paleoceno y son
753 definidas como la Formación Chimborazo y Guachinte (Orrego, 1975; Orrego y Paris,
754 1991).

755 **2.4.3 Subcuenca Atrato (SCA)**

756 **2.4.3.1 Ciclo Maastrichtiano-Paleoceno**

757 En la SCA, cerca de Quibdó, se reporta este ciclo compuesto por flujos de lava de
758 basalto y andesita, aglomerados, brechas y tobas de composición básica; localmente
759 lavas almohadilladas e intercalaciones de pedernal, calizas fosilíferas laminadas y
760 bioturbadas y arcillolitas con una edad Cretácico Tardío-Paleoceno ? (INGEOMINAS,
761 1999b) (columna estratigráfica F). En sedimentos fosilíferos intercalados con rocas
762 volcánicas, este ciclo presenta una edad Cretácico Tardío (Duque-Caro, 1990, Muñoz et
763 al., 1990), pero en rocas volcánico-clásticas asociadas con rocas volcánicas básicas, se
764 reportaron fósiles del Cretácico Tardío-Eoceno (Muñoz et al., 1990), también reportadas
765 por Pardo-Trujillo et al. (2002). Son suprayacidas por secuencias de pedernal con
766 intercalaciones de caliza tipo mudstone, pedernal, wackstone y packstone de
767 foraminíferos con ocasionales capas de limolitas; hacia el tope de la secuencia, capas
768 de arenitas intercaladas con arcillolitas y calizas son intruídas por diques de gabro. Se
769 interpretaron como depositadas en ambientes batiales oceánicos según el contenido
770 micropaleontológico (Cossio, 1994). La edad de estas secuencias fue determinada a
771 partir de análisis bioestratigráficos (ocurrencia de *Rzehakina epigona* mínima y
772 *Spiroplectamina grzybowskii*) que sugieren una edad Paleoceno tardío-Eoceno
773 temprano (ANH-Dunia, 2006). Por otra parte, Mera y Piragua (2000) le asignan un rango
774 de edad Maastrichtiano-Eoceno.

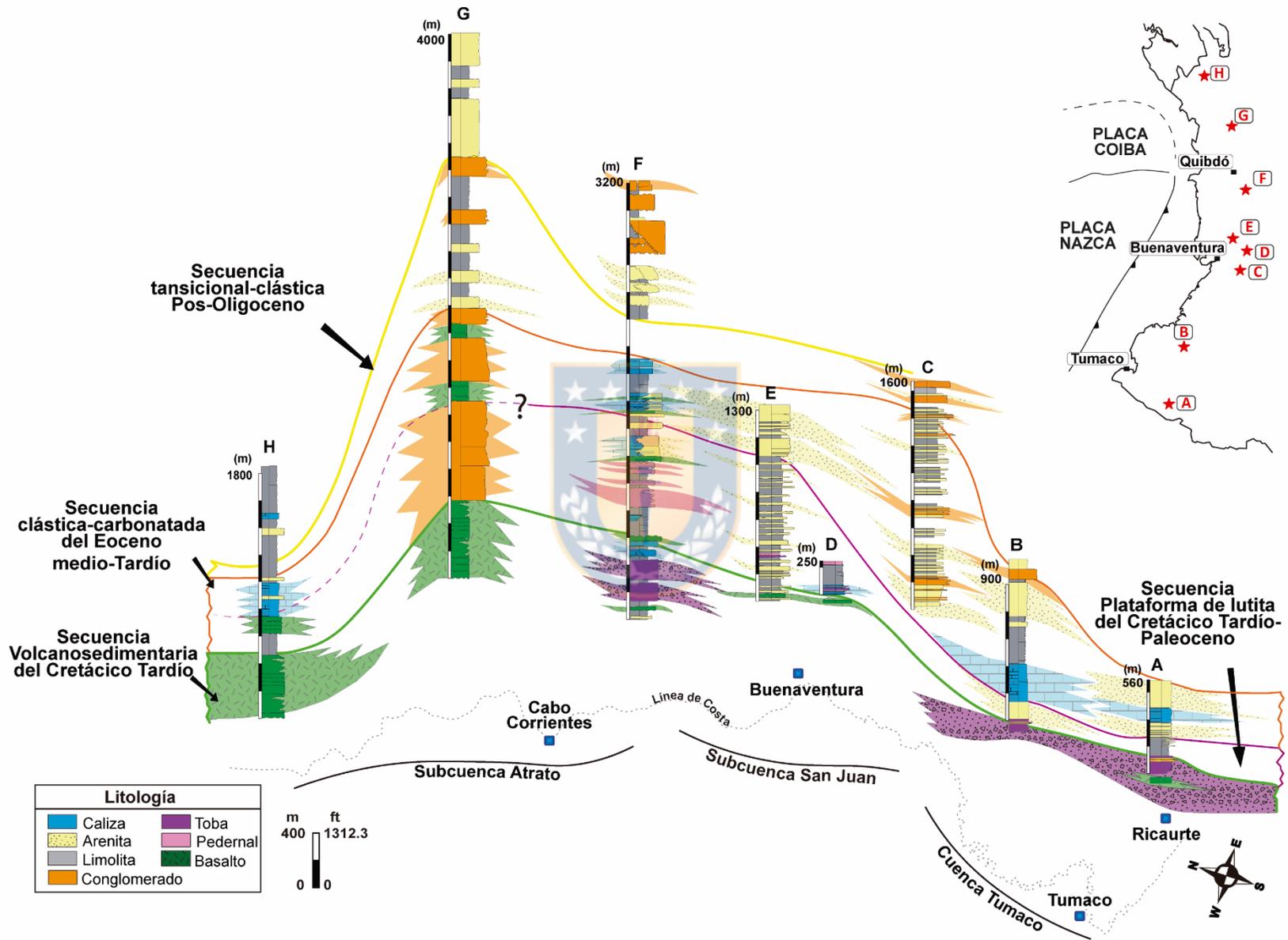
775 Hacia el norte de la cuenca se tienen las columnas estratigráficas G y H,
776 compuestas por sucesiones de basaltos y diabasas; localmente presenta intercalaciones
777 de tobas y pedernal de edad Cretácico Tardío-Eoceno (INGEOMINAS, 2003b, Goossens
778 et al., 1977). Haffer (1967) reporta la presencia de ammonites de edad Turoniano en
779 lodolitas intercaladas con secuencias volcánicas. En la columna estratigráfica G, esta
780 unidad es suprayacida por secuencias clásticas de conglomerados con clastos de rocas
781 basálticas, con matriz arenosa, intercalados con basaltos. Aunque la secuencia se
782 presenta continua, Haffer (1967) menciona una posible discordancia al tope de los
783 basaltos basales, que podría poner en contacto el Eoceno temprano sobre el Cretácico
784 Tardío. En la columna estratigráfica H, varían a basaltos intercalados con calizas tipo
785 mudstone y secuencias de shale (Haffer 1967).

786 **2.4.3.2 Ciclo Eoceno temprano-medio**

787 Es compuesto por secuencias clásticas y volcánicas con intercalaciones de
788 basaltos y lavas andesíticas vesiculares, ocasionalmente en estructuras de pillow
789 (columna estratigráfica F). Hacia el tope de la secuencia, está compuesto por biomicritas,
790 parcialmente silicificadas, con algunos paquetes de lodolitas grises y arenitas de grano
791 fino y medio de edad Eoceno medio (ANH-Dunia, 2006). En el sector de Cabo Corrientes,
792 se tienen basaltos y diabasas (Macia, 1985) que intruyen calizas de algas blancas de
793 edad Eoceno medio (Gansser 1950). Este ciclo es descrito también, en el pozo Buchadó-
794 1 con secuencias de calizas arcillosas intercaladas con shale arenosos. Análisis
795 bioestratigráficos (Cibicides Spp. Lenticulina Spp. Globoqua) tomados a 12.937 ft (3943.1
796 m) datan estas rocas más antiguas que el Oligoceno, probablemente Eoceno? (Hughes
797 et al., 1988). Hacia el norte, se tienen como referencia las columnas estratigráficas G y
798 H. La columna G consta de secuencias de arenitas calcáreas de grano medio-fino,
799 localmente conglomeráticas con intercalaciones de arcillolitas calcáreas con laminación
800 plano-paralela y esporádicos niveles de conglomerados, con guijos de rocas volcánicas
801 y capas de basaltos. Estas rocas se les ha asignado una edad Eoceno medio con base
802 en la ocurrencia de Truncorotaloides rohri (Haffer 1967). La columna estratigráfica H está
803 compuesta por capas de lodolitas calcáreas, localmente fosilíferas, ocasionales capas
804 de arenitas de grano medio a grueso, intercaladas con flujos de lavas seguidas por capas

805 de calizas de edad Eoceno medio-temprano por la ocurrencia de *Hastigerina bolivariana*
806 y *globorotalia formosa* (Haffer, 1967).





800 *Figura 2.2. Carta de correlación estructural de ciclos del Cretácico Tardío-Oligoceno en el margen pacífico*
801 *colombiano. Las columnas están posicionadas al 0m topográfico de su posición original a lo largo de la*
802 *margen. La línea punteada demarca la línea de costa actual. A. Ricaurte (560 m), B. Río Napi (900 m), C.*
803 *Guachinte (1,600 m), D. Calima-Darién (250 m), E. Agua Clara (1,300 m), F. Columna generalizada de la*
804 *subcuenca Atrato (3,200 m), G. Río Murri (4,000 m) and H. Río Salaquí (1,800 m). Las secciones H y G,*
805 *representan espesores estimados.*

806 **2.4.4 Estratigrafía de las secuencias Oligoceno–Mioceno**

807 El relleno sedimentario Oligoceno–Mioceno fue dado por la continua progradación de
808 deltas hacia el occidente, sobre ambientes marinos, desde plataforma interna hasta litoral,
809 que marcaron progresivamente una regresión. Esto ha sido interpretado, a partir de pozos
810 perforados a lo largo del margen pacífico colombiano (Figura 2.1B y Figura 2.3),
811 principalmente en los pozos Remolino Grande-1, Chaguí-1, Sandí-1 y Tambora-1
812 perforados en la CT y SCSJ, y los pozos Necora-1, Buchadó-1 y Urodó-1 perforados en la
813 SCA.

814 Durante el Mioceno-Plioceno la subsidencia de las cuencas fue muy rápida y la
815 secuencia de relleno, muy gruesa, conformada por ciclos de ambientes litorales. Estos
816 ciclos están marcados por secuencias clásticas de deltas progradantes (Clinofomas
817 sigmoidales y oblicuas tangenciales, en las Figura 2.4 y Figura 2.5), llanuras de inundación
818 y hacia el sur, principalmente por ríos trenzados. Simultáneamente, se depositaron
819 secuencias de ambientes marinos, generados por entradas esporádicas del mar (ANH-
820 Ucaldas, 2011). Un hiato es reportado: Mioceno medio-Mioceno tardío (Cossio, 1994).
821 Posteriormente, Duque-Caro (1990a) reconoce cuatro discordancias en el Neógeno para la
822 Cuenca Atrato en los intervalos de tiempo Mioceno medio–Mioceno temprano, Mioceno
823 medio, Mioceno tardío (Cossio, 1994) y Plioceno temprano (ANH-DUNIA, 2006), con base
824 en cambios bioestratigráficos, sedimentológicos y paleobatimétricos, asociadas con
825 actividad tectónica en el noroccidente suramericano.

826 **2.4.4.1 Cuenca Tumaco**

827 En el pozo Remolino Grande-1 fueron descritas secuencias oligocenas que consisten
828 en capas de lodolitas con alternancias de calizas y arenitas. En el intervalo 5290–5320 ft
829 (1612,3-1621,5 m) se reportaron foraminíferos planctónicos: Globigerina
830 pseudovenezuelana, Globigerinoides inmatura, Globorotalia opima, Orbulina universa;

831 foraminíferos entónicos: *Cassidulina horizontalis*, *Cassidulina subglobosa*, *Cibicidoides*
832 spp., *Hoeglundina elegans*, *Lenticulina americana*; radiolarios, gasterópodos, globigerinidos
833 indet., la ocurrencia de *Globorotalia opima* y Radiolarios, ubican la muestra dentro del
834 Oligoceno superior (Peñaloza and Sánchez, 2006). Esas rocas son suprayacidas por
835 secuencias miocenas, compuestas por arenitas con frecuentes niveles delgados de
836 arcillolitas y arenitas tobáceas (Borrero et al., 2012). Las secuencias del Mioceno medio
837 están compuestas por arenitas, arenitas con aporte volcánico, arcillolitas y ocasionales
838 capas de conglomerados. Jiménez et al. (2007) propone un ambiente de plataforma marina
839 externa a talud superior, mientras que para la parte superior de la secuencia se propone un
840 ambiente de plataforma interna. El intervalo de muestreo 2110–2970 ft (643,1-905,2 m) está
841 caracterizada por la asociación de: *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *Globorotalia fohsi*
842 *peripheroacula*, *Praeorbulina sicana*, *Praeorbulina glomerosa*, *Orbulina universa* (Peñaloza
843 and Sánchez, 2006). La base del pozo Majagua, también son evidenciadas secuencias
844 oligocenas, a partir de los 13540 ft (4126,9 m) (Borrero et al., 2012); sin embargo, Pardo et
845 al. (2020) identifica la base del pozo al tope del Oligoceno.

846 Las secuencias miocenas en la cuenca Tumaco están bien definidas en el pozo
847 Majagua-1 y Chagui-1; estos intervalos consisten, principalmente, de arenitas con
848 intercalaciones de arcillolitas, presentando, hacia la base de la secuencia, intercalaciones
849 de mudstone y capas delgadas de depósitos piroclásticos. Los reportes publicados por
850 Hughes et al., (1988) y ANH-Ucaldas (2011) sugieren un ambiente batial en unidades
851 basales; mientras que las unidades más jóvenes, los ambientes varían hasta sublitoral. Sin
852 embargo, Borrero et al. (2012), considera que las litologías del Mioceno temprano-medio,
853 representan secuencias de turbiditas relacionadas al colapso del frente deltaico dentro de
854 una plataforma externa. Pardo et al. (2020), considera estas secuencias desde plataforma
855 marina, prodeltas hasta frente deltaicos.

856 Para el Mioceno tardío-Plioceno, las secuencias mejor definidas fueron descritas por
857 Echeverri et al. (2016) en secciones de campo y en el pozo Tumaco 1-ST-S; están
858 representadas por estratos lenticulares de arenitas y conglomerados con alto contenido de
859 detritos volcánicos, intercalados con lodolitas y arenitas lodosas, localmente bioturbadas,
860 con presencia de foraminíferos, bivalvos, gasterópodos, equinodermos y plantas bien

861 conservadas, depositados en ambientes deltaicos con aporte volcánico. En el pozo
862 Majagua-1 estas secuencias evidencian ambientes de planicie deltaica y ambientes cerca
863 al shoreface (Pardo et al., 2020).

864 **2.4.4.2 Subcuenca San Juan**

865 El pozo Tambora-1 presenta el ciclo Oligo-Mioceno (Figura 2.3), a partir de los 4.700
866 ft (1432,5 m) de profundidad (Hughes et al. 1988), el cual está compuesto por secuencias
867 de shale con capas ocasionales de arenitas de grano fino y arenitas calcáreas de ambientes
868 marinos profundos (batial medio), con una edad Mioceno temprano-medio (nanofósiles
869 calcáreos: *Catinaste coalitus*, *Discoaster bollil*, *Helicosphaera carteri*, *H. intermedia*,
870 *Reticulofenestra* spp.). En el pozo Sandi-1 se reportan secuencias del Mioceno que
871 descansan, discordantemente, sobre secuencias de edad Eoceno temprano. Las
872 secuencias miocenas están compuestas por capas de arenitas con esporádicas capas de
873 caliza, mientras hacia el tope de la secuencia presenta variaciones a capas gruesas de
874 arenitas con conglomerados y esporádicas capas de shale. La bioestratigrafía sugiere
875 ambientes marinos profundos (150 m–2.000 m) hasta plataforma somera de edad Mioceno
876 (Foraminíferos: *Ammobaculites* spp., *Cibicides* spp., *Quinqueloculina* spp. Nanofósiles
877 calcáreos: *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra* spp.,
878 *Sphenolithus heteromorphus*) (Hughes et al. 1988; Ecopetrol, 2000).

879 Estas secuencias son también reportadas en las secciones de superficie (Figura 2.1A
880 y Figura 2.3). En la columna estratigráfica C, las secuencias presentan variaciones de facies
881 laterales a ciclos siliciclásticos de lodolitas laminadas, con intercalaciones locales de
882 conglomerados, generados en ambientes de ríos trezados proximales, llanuras de
883 inundación y localmente deltas (INGEOMINAS, 1999; Orrego y París, 1991; Pardo-Trujillo et
884 al., 2002, 2002a; Barrero, 1979; ANH-Geoestudios, 2008; ANH-CPC, 2014). En la cuenca
885 Cauca Patía son reconocidas como la Formación Vijes, conformada por calizas de corales
886 de edad Oligoceno (Dueñas et al., 2000).

887 **2.4.4.3 Subcuenca Atrato**

888 El pozo Buchadó-1 tiene este ciclo Oligo-Mioceno desde los 13.000 ft (3962,4 m)
889 hasta 9.000 ft (2743,2 m), aproximadamente. Está conformado por secuencias de shales,

890 arenitas y mudstones. Nanofósiles calcáreos y foraminíferos (*Calcidiscus Leptoporus*,
891 *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *D. exilis*, *D. cf. Kugleri*, *Helicosphaera*
892 *carteri*; *Globigerina/Cetapsydrax* spp., *Globigerinoides* spp., *G. quadrilobatus*, *G. triloba*,
893 *Globoquadrina praedehiscens*, *G. venezuelana*, *Globorotalia bella*, *G. mayeri*, *G. cf.*
894 *Semivera*) indican una edad Oligoceno medio y ambientes marinos de plataforma (Hughes
895 et al. 1988). La secuencia del Mioceno está conformada por capas de lodolitas con
896 alternancias de arenitas de grano fino y medio; fueron datadas en el intervalo 10.160-10.660
897 ft (3096,7-3249,1 m) a partir de foraminíferos (*Globorotalia fohsi* y *Globorotalia barisanensis*)
898 (Hughes et al. 1988).

899 En el pozo Necora-1 las secuencias Oligoceno-Mioceno son definidas entre 5780
900 (1761,7 m) y 5810 ft (1770,8 m)-, a partir de la ocurrencia de *Globorotalia opima*, *Globigerina*
901 *winkleri* y *Uvigerina taberana* sugieren una edad de Oligoceno tardío (Ecopetrol, 2000). En
902 el intervalo 3950-3980 ft (1203,9-1213,1 m) se define el Mioceno medio a partir de
903 foraminíferos (*Bolivina dispar*, *Buliminella curta*, *Melonis ponpilioides*, *Pullenia bulloides*,
904 *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina Kermensis*), está compuesta por paquetes de arenitas
905 con capas gruesas de conglomerados hacia el tope de la secuencia (Ecopetrol, 2000). En
906 el pozo Urodó-1, la información es muy limitada y la secuencia que se presenta fue tomada
907 de una sección geológica reportada por Latina INC. (1988) y ANH (2010b).

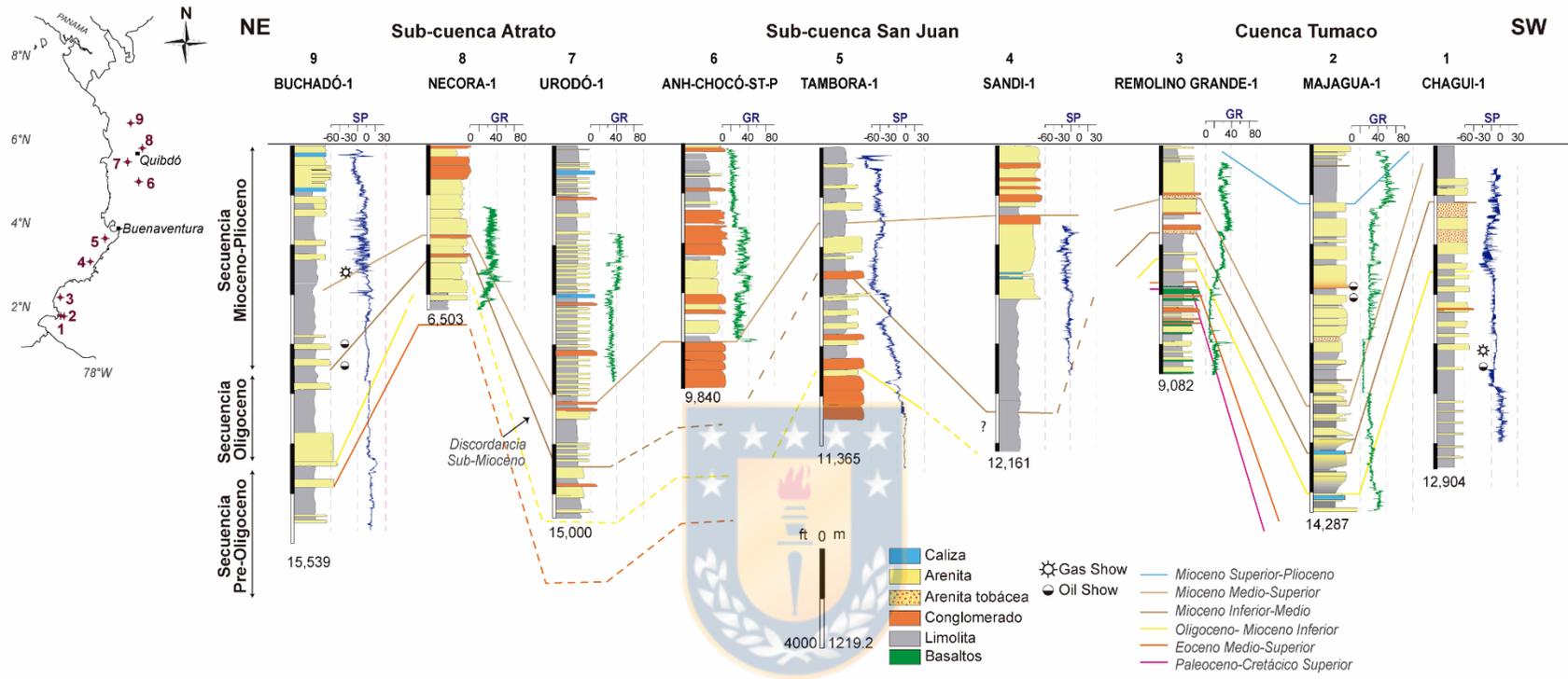
908 El Mioceno tardío está presente en el pozo Chocó 1 ST-P, que tiene una profundidad
909 total de 9840 ft (2999,2 m). De base a tope es conformado por secuencias de
910 conglomerados con clastos de gabros, pórfidos, arenitas y lodolitas, intercalados con niveles
911 de areniscas con bioclastos (bivalvos y gasterópodos) y esporádicas capas de lodolitas,
912 seguido por paquetes de arenitas con intercalaciones de conglomerados y ocasionales
913 capas de lodolitas; presenta bioturbación, restos de bivalvos y fragmentos carbonosos.

914 Finalmente, capas gruesas de conglomerados con clastos de lodolitas, arenitas,
915 volcánicos, granitoides y pedernal y hacia el tope, lodolitas con alto contenido de materia
916 orgánica. Fue datado por palinología (los marcadores más frecuentes incluyen
917 *Echitricolporites mcneillyi*, *Clavainaperturites microclavatus*, *Retipollenites*
918 *crotonicollumellatus*, *Proteacidites triangulatus*, *Palaeosantalaceaeapites cingulatus*,
919 *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, *Fenestrites spinosus* y *Nijssenosporites fossulatus*) de

920 acuerdo con la zonación de Jaramillo et al. (2011)); se le asigna una edad Mioceno medio
921 a tardío y un ambiente de llanura deltaica y frente deltaico (ANH-UCaldas, 2011).

922 Las columnas estratigráficas F, G y H, en la SCA, presentan, para este ciclo,
923 intercalaciones de lodolitas y arenitas con aporte volcánico, arenitas calcáreas con
924 esporádicas capas de caliza, distribuidas en ambos flancos de la cuenca y en la serranía
925 del Darién en Panamá, variando a capas gruesas de conglomerados polimícticos y
926 localmente calizas. (Haffer, 1967; ANH-Dunia, 2006).





927
 928 *Figura 2.3. Correlación estructural de las unidades de edad Oligoceno-Mioceno en el margen pacífico colombiano. La correlación es basada en*
 929 *datos de pozos perforados por Ecopetrol durante los años 1980 hasta 1985 y la ANH durante el 2011 al 2013. Chagüi-1 TD 12904 ft (3706,6 m),*
 930 *Majagua-1 TD 14287 ft (4354,6 m), Remolino Grande-1 TD 9,082 ft (2768,1 m), Sandi-1 TD 12161 ft (3706,6 m) Tambora-1 TD 11365 ft (3464,0*
 931 *m), ANH-Choco ST-P TD 9840 ft (2999,2 m), Urodó-1 TD 15,000 ft (4572 m), Necora-1 TD 6,503 ft (1982,1 m) y Buchadó-1 TD 15539 ft (4736,2).*

932 **2.5 Descripción de las líneas sísmicas de la cuenca Tumaco y subcuenca San Juan**

933 **2.5.1 Metodología.**

934 Para el desarrollo de este trabajo se tuvieron a disposición las líneas sísmicas NT-1992-
935 2840 y NT-1990-2870 ubicadas en el depocentro de Tumaco, la línea sísmica TB-1991-
936 7810 en el depocentro de San Juan y las líneas sísmicas TB-1991-1110, TB-1991-1120 y
937 TB-1991-1130 transversales a los depocentros de Tumaco y San Juan; asimismo, la
938 disponibilidad de la información y registros eléctricos de los pozos Chagui-1, Majagua-1,
939 Remolino Grande-1, Sandi-1, Tambora-1. La información de los pozos ANH-Chocó ST-P,
940 Urodó-1, Necora-1 y Buchadó-1 fue suministrada en informes especiales de ANH y
941 Ecopetrol; se utilizó el software PETREL© con licencia de la Agencia Nacional de
942 Hidrocarburos de Colombia. Esta plataforma permite una interpretación integrada del
943 subsuelo incluyendo geología, geofísica e ingeniería; la carga de los datos sísmicos se
944 realizó a través de archivos SEG-Y (formato especial codificado por la SEG, Society of
945 Exploration Geophysicists).

946 Los pozos Majagua-1, Chagui-1, Remolino Grande-1, Sandi-1 y Tambora se cargaron en el
947 software con datos de identificación (nombre, compañía, profundidad final, etc.) y datos de
948 ubicación (coordenadas, elevación del terreno, provincia, etc.). La mayoría de los datos de
949 pozo vienen en un archivo de extensión LAS (Log ASCII Standard). Se cargaron los Check
950 shots de los pozos Majagua-1 y Remolino Grande-1 para realizar el amarre de velocidad vs
951 profundidad y el pozo Majagua-1 fue amarrado con la línea sísmica TB-1991-1110; el pozo
952 Remolino Grande-1 fue proyectado 9 km a la línea sísmica NT-1992-2840.

953 Una vez armada la base de datos de subsuelo se procedió a la correlación entre pozos y a
954 la identificación e interpretación de horizontes. Se incorporó también información
955 estratigráfica, bioestratigrafía y límites de secuencias de los pozos ANH-Chocó ST-P,
956 Urodó-1, Necora-1 y Buchadó-1. En las líneas sísmicas se utilizó el atributo envelope, el
957 cual estima el total de energía instantánea y es sensitivo a cambios de impedancia acústica,
958 con el fin de identificar en las estructuras intrusivas, su nivel de energía.

959 **2.5.2 Descripción de las líneas sísmicas**

960 Tres secciones sísmicas 2D fueron interpretadas para identificar las características
961 sismo estratigráficas en las cuencas onshore TC y SCSJ (Figura 2.1B). Se utilizaron las
962 mejores secciones sísmicas reprocesadas, dos secciones son perpendiculares a los ejes
963 de los depocentros (onshore) de las cuencas CT (SA) y SCSJ (SB) y la tercera es paralela
964 a los ejes de los depocentros de las cuencas CT y SCSJ (SD).

965 En las secciones SA, SB y SD, se identificaron ocho sismo secuencias limitadas por
966 discordancias mayores a lo largo de las cuencas, a partir de las edades establecidas en los
967 pozos de amarre y a los tipos de terminaciones de las sismo secuencias (Figura 2.4 y Figura
968 2.5).

969 En la sección SA (Figura 2.5), la sismo secuencia SS1 es limitada por la discordancia
970 del Cretácico medio ? y la discordancia del Cretácico Superior-Paleoceno, registrada en el
971 pozo Remolino Grande; presenta una geometría tabular a lo largo de las líneas sísmicas.
972 Por debajo del reflector que representa la discordancia Cretácico Superior-Paleoceno, se
973 observan estructuras cónicas ubicadas adyacentes a reflectores sísmicos de alta amplitud
974 y baja frecuencia localmente bien definidos y continuos (entre los CDP 1000a y 1500a), que
975 son interpretados como estructuras de flujos volcánicos (sensu Badley, 1987; Xu and Haq,
976 2022) y correlacionables con los hallados en el pozo Remolino Grande-1.

977 La sismo secuencia SS2 es limitada al tope por la discordancia del Eoceno medio-
978 superior, identificada en el pozo Remolino Grande 1 en la cuenca Tumaco. La geometría de
979 la SS2 es tabular y continúa, adelgazándose sutilmente hacia el occidente. Las
980 terminaciones son reflectores que generan truncaciones hacia el tope de la SS2. La sismo
981 secuencia SS3 es limitada al tope por la discordancia del Oligoceno-Mioceno Inferior
982 determinada en los pozos Remolino Grande-1 y Majagua-1; presenta una geometría tabular
983 hacia el occidente (CT) y se adelgaza hacia el oriente, culminando en el desarrollo
984 progresivo de montículos de caliza (CDP: 2500 hasta 3250 de la Figura 2.4; CDP: 1000
985 hasta 2250 de la Figura 2.5), que también son identificados en superficie (Sección B y
986 Nygren, 1950).

987 La sismo secuencia SS4 es limitada al tope por la discordancia del Mioceno medio-
988 superior, referenciada en el pozo Remolino Grande-1 y Majagua-1. Hacia el occidente, la
989 geometría es tabular continua y se adelgaza significativamente hacia el oriente. Las
990 terminaciones de la SS4 se observan hacia el oriente en onlap. Hacia el SE de la sección
991 SA (CDP: 4000), se tiene un cuerpo ígneo de edad Oligoceno-Mioceno denominado el
992 Batolito de Piedrancha. La sismo secuencia SS5 es limitada al tope por la discordancia del
993 Mioceno medio-superior, identificada en el pozo Majagua-1 y correlacionada con la sección
994 sísmica SD. Esta sismo secuencia presenta asimetría en la geometría de relleno, subtabular
995 al occidente, acuñándose hacia el oriente de las cuencas. Las terminaciones se dan en
996 onlap hacia el acuñamiento.

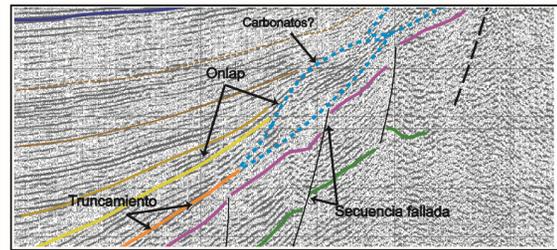
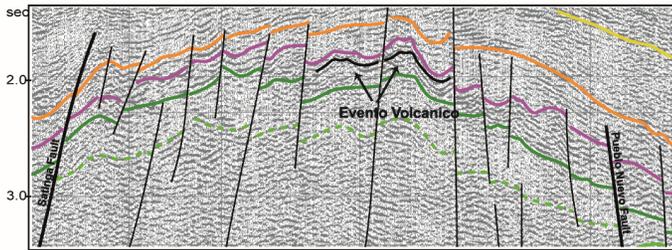
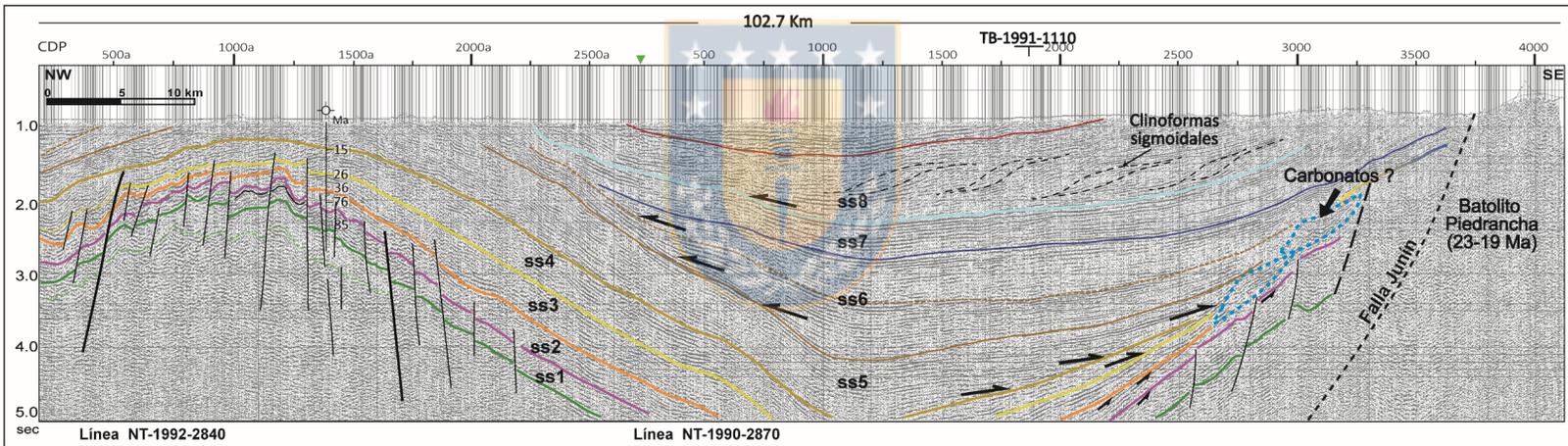
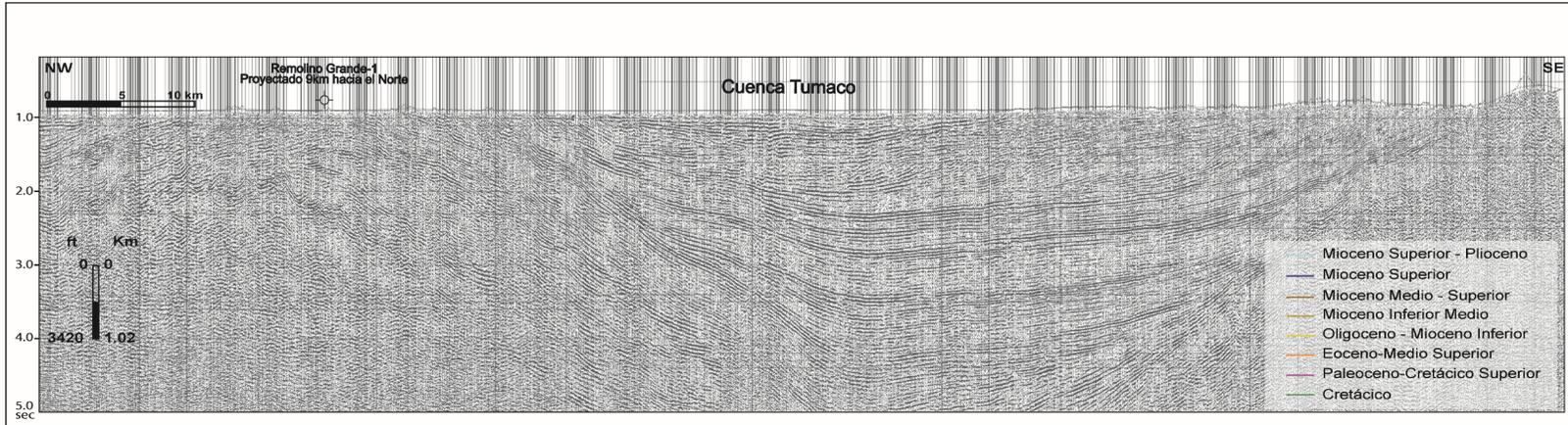
997 La sismo secuencia SS6 es limitada al tope por la discordancia del Mioceno superior,
998 registrada en el pozo Majagua-1; tiene una geometría cuneiforme asimétrica, semitabular
999 hacia el oriente y acuñamiento hacia el occidente. Las terminaciones de esta sismo
1000 secuencia son hacia el occidente en onlap. La SS5 y la SS6 en la CT, presentan una
1001 migración de los depocentros que migran hacia el W para secuencias cada vez más jóvenes
1002 (Figura 2.4). La sismo secuencias SS7 es limitada al tope por la discordancia del Mioceno
1003 superior-Plioceno, con una geometría subtabular con mayor espesor al oriente. La sismo
1004 secuencia SS8 es limitada al tope por el Plioceno; presenta una geometría subtabular con
1005 mayor espesor hacia el oriente y hacia el occidente, terminaciones en onlap a la base de la
1006 sismo secuencia. La SS8 muestra una geometría interna dada por clinofomas sigmoidales.
1007 Los topset de las clinofomas están hacia el oriente y exhiben un basculamiento hacia el
1008 occidente.

1009 En la sección SB (Figura 2.5), la sismo secuencia SS1 presenta una geometría
1010 semitabular, que aumenta su espesor hacia el oriente. La SS2 es completamente tabular.
1011 En la SS3 se observan estructuras de onlap y el desarrollo de montículos de caliza que
1012 avanzan, progresivamente, hacia el continente, hasta llegar a la discordancia Oligoceno-
1013 Mioceno temprano (CDP: 1000 hasta 2500). Bajo los principales montículos de calizas
1014 referenciamos la discordancia Eoceno medio-tardío, que, a su vez, es correlacionada con
1015 la sección SD (en superficie con la Sección B y Nygren, (1950)). La SS4 presenta una
1016 geometría en cuña con terminaciones en onlap hacia el oriente. Las SS5 y SS6 son

1017 tabulares y continuas. La SS7 presenta adelgazamiento hacia el occidente y las sismo
1018 secuencias del Mioceno tardío-Plioceno están caracterizadas por la presencia de
1019 clinoforras sigmoidales y oblicuas tangenciales, asociadas con la progradación de
1020 secuencias clásticas.

1021 En la sección SD (Figura 2.6), las sismo secuencias son continuas desde la CT hasta
1022 la SCSJ. Las SS1, SS2 y SS3 son observadas, principalmente, en la SCSJ en geometrías
1023 tabulares. Las SS4 y SS5, presentan una geometría tabular hacia el sur y hacia el norte se
1024 observan en *onlap* hacia el límite superior de la SS3. La discordancia al tope de la SS2 es
1025 interpretada por el desarrollo de montículos de carbonatos (CDP: 7000a y 10000a
1026 aproximadamente), que son correlacionados con los carbonatos hallados en la sección SB
1027 (Figura 2.5).

1028 En el CDP: 6000a se tiene la falla Garrapatas, de cinemática inversa, con un posible
1029 componente de rumbo que no es posible definir en la línea sísmica; sin embargo, Paris et
1030 al. (2000) hacen referencia a una cinemática con rumbo N 60-70°E, posiblemente dextral y
1031 componente inverso. Al NE de la falla, las secuencias pre-oligocenas son afectadas por
1032 fallas normales planares de bloques caídos hacia el NE y SW. Las secuencias post-
1033 Oligocenas son observadas continuas en ambos lados de la falla de Garrapatas. Se
1034 evidencia un anticlinal contra la falla de Garrapatas que involucra los ciclos depositados
1035 desde el Eoceno medio hasta el Mioceno medio-tardío. Geometrías y atributos sísmicos
1036 (Envelope: estructuras con energía) de cuerpos ígneos (Badley, 1987 y Nanda, 2016; Xu
1037 and Haq, 2022), presentan una textura granular en el centro de la estructura e intruyen
1038 secuencias de edad Mioceno medio-tardío (CDP: 2500, 4000 y 5000a), y adyacente a la
1039 falla Garrapatas, permitiendo asignar al evento intrusivo una edad post-Mioceno tardío. La
1040 geometría tabular de las secuencias Oligoceno-Mioceno en ambos lados de los cuerpos
1041 intrusivos, muestran la espesa sedimentación de las secuencias antes de la intrusión.



1042
1043
1044

Figura 2.4. Línea sísmica del depocentro Tumaco (Sección sísmica SA). Las flechas negras indican las terminaciones en onlap de los reflectores. Las sismo secuencias son identificadas con SS y su número consecutivo.

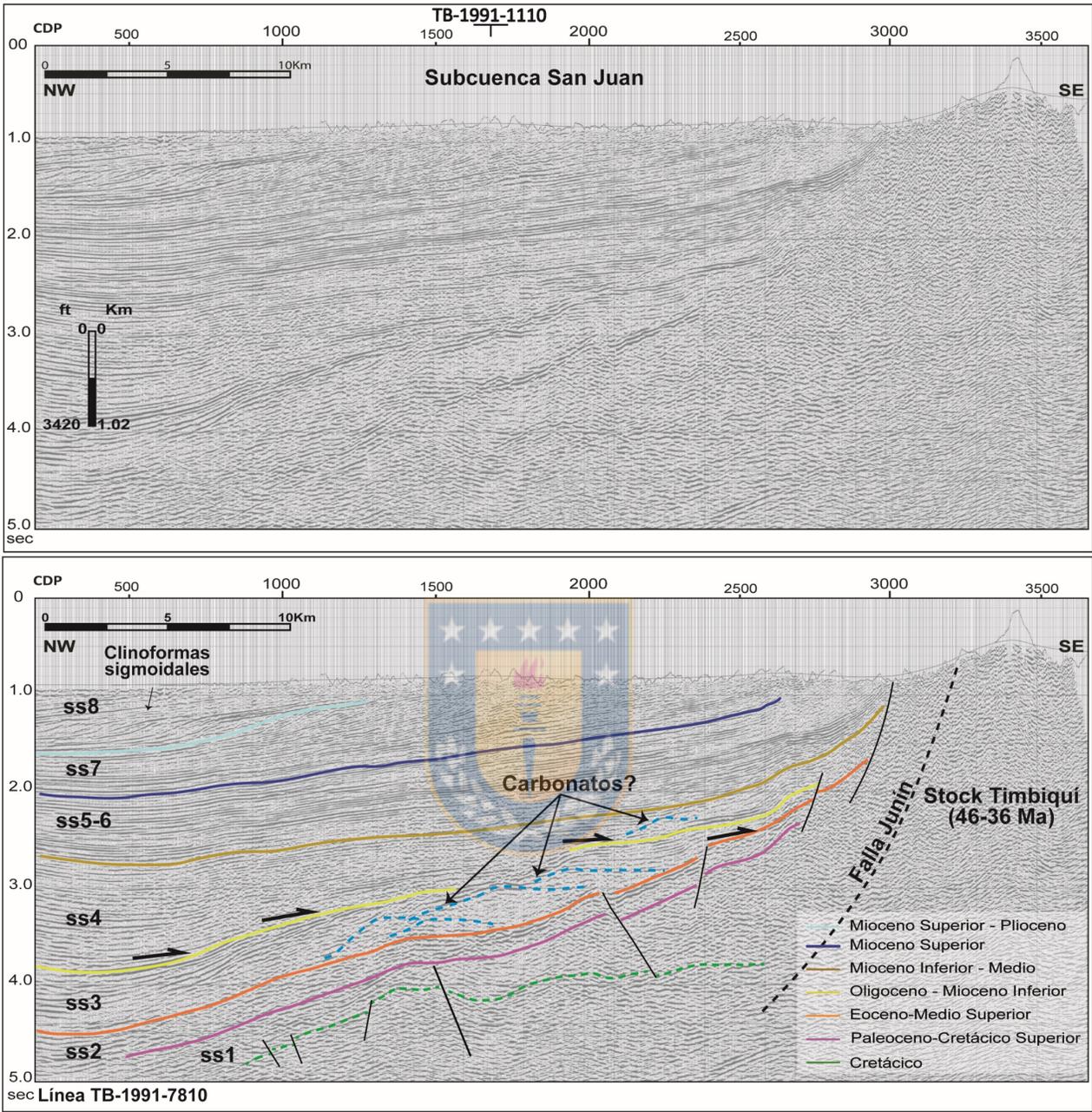
1045 **2.6 Configuración estructural de las cuencas *onshore***

1046 La horizontalización (flattening) de las discordancias mayores interpretadas en las
1047 secciones SA y SB, permitieron identificar en la CT y SCSJ (Figura 2.7) la deformación e
1048 intensidad de la deformación que afecta las sismosecuencias. Para la SCA, se evidencia el
1049 control estructural en la sección geológica realizada con base en el mapa geológico y datos
1050 de terreno (Figura 2.8).

1051 **2.6.1 Cuenca Tumaco y subcuenca San Juan**

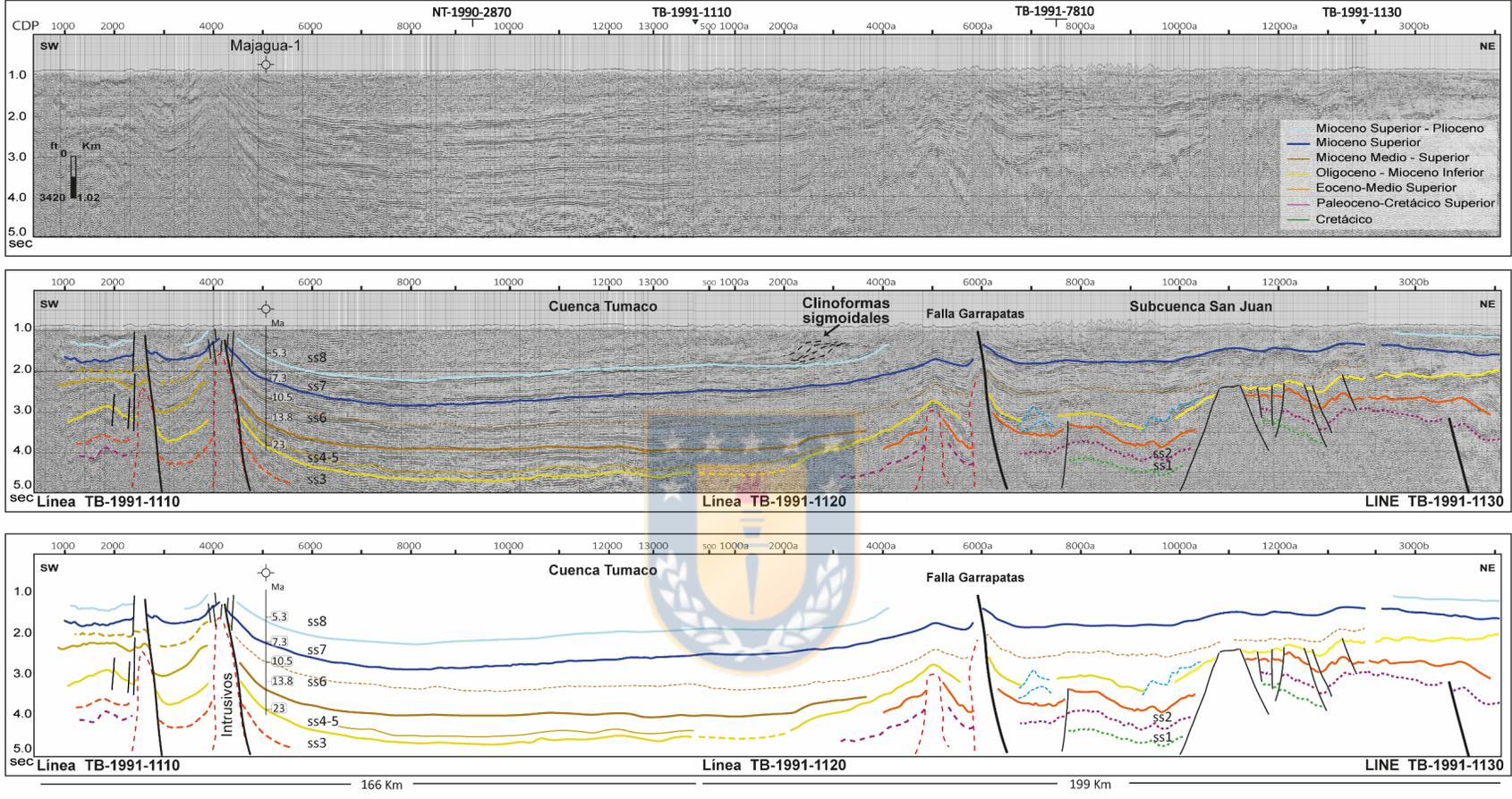
1052 En la cuenca Tumaco, el esquema temporal de control estructural es representado
1053 en la Figura 2.7. La horizontalización de la discordancia Oligoceno-Mioceno Inferior muestra
1054 dos áreas de deformación con diferentes intensidades. En el NW se observa una mayor
1055 deformación, donde las secuencias pre-Oligocenas fueron afectadas por dos fallas
1056 normales principales planares (falla Pueblo Nuevo y falla Satinga). La falla Pueblo Nuevo
1057 evidencia un buzamiento hacia el SE, mientras que, la falla Satinga buza hacia el NW. Así,
1058 al NW de la línea sísmica, se forma una estructura de horst (pilares tectónicos), la cual está
1059 afectada en el centro por fallas normales e inversas de tercer y cuarto orden de jerarquía.
1060 Hacia el SE, se observan fallas normales planares paralelas en tipo dominó. La deformación
1061 mínima se observa en las secuencias del Eoceno medio y afectan localmente hasta las
1062 secuencias del Oligoceno superior, lo que permite interpretar el tiempo de la deformación,
1063 que se hace nula hacia el SE.

1064 La deformación en la SCSJ presenta una menor intensidad (Figura 2.7B) comparada
1065 con la descrita en la CT. Es dada por fallas normales que buzan hacia el NW y SE, formando
1066 estructuras de fosas, pilares tectónicos y fallas tipo dominó. Las fallas afectan las
1067 secuencias depositadas sobre la discordancia del Eoceno medio-Superior, el cual evidencia
1068 los últimos episodios de desplazamiento de las fallas.



1069

1070 *Figura 2.5. Línea sísmica del depocentro San Juan (Sección sísmica SB).*



1071

1072 *Figura 2.6. Líneas sísmicas de los depocentros Tumaco y San Juan (Sección sísmica SD). Es orientada paralela al eje de los depocentros. Las*
 1073 *líneas marcadas sobre los reflectores muestran las principales discordancias. Las líneas punteadas rojas representan los diferentes cuerpos*
 1074 *intrusivos que atraviesan las secuencias.*

1075 **2.6.2 Subcuenca Atrato**

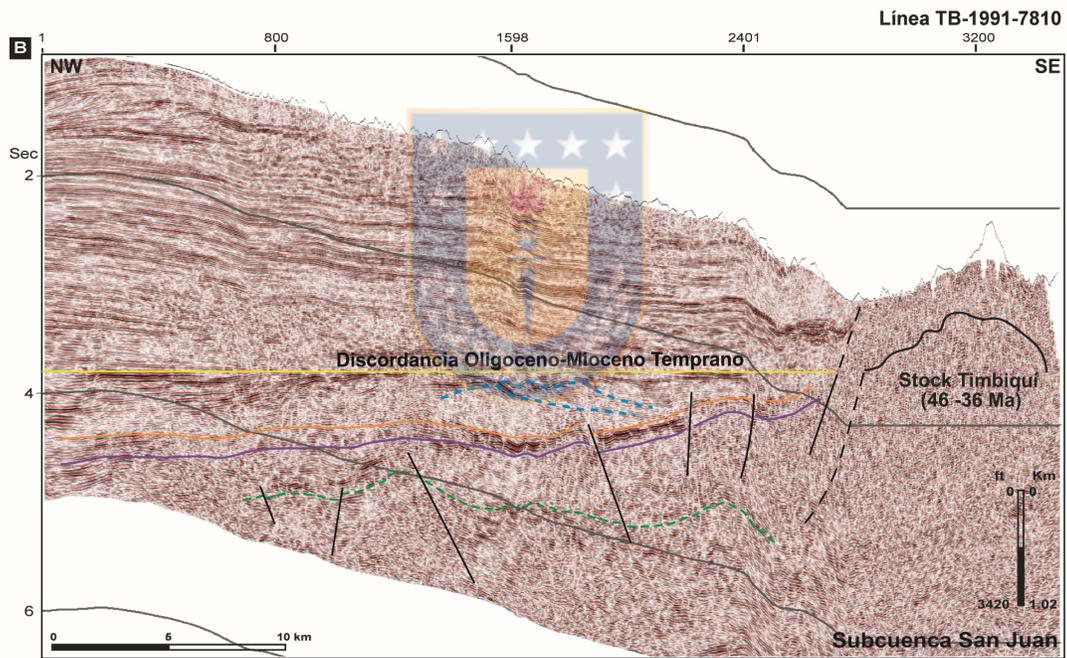
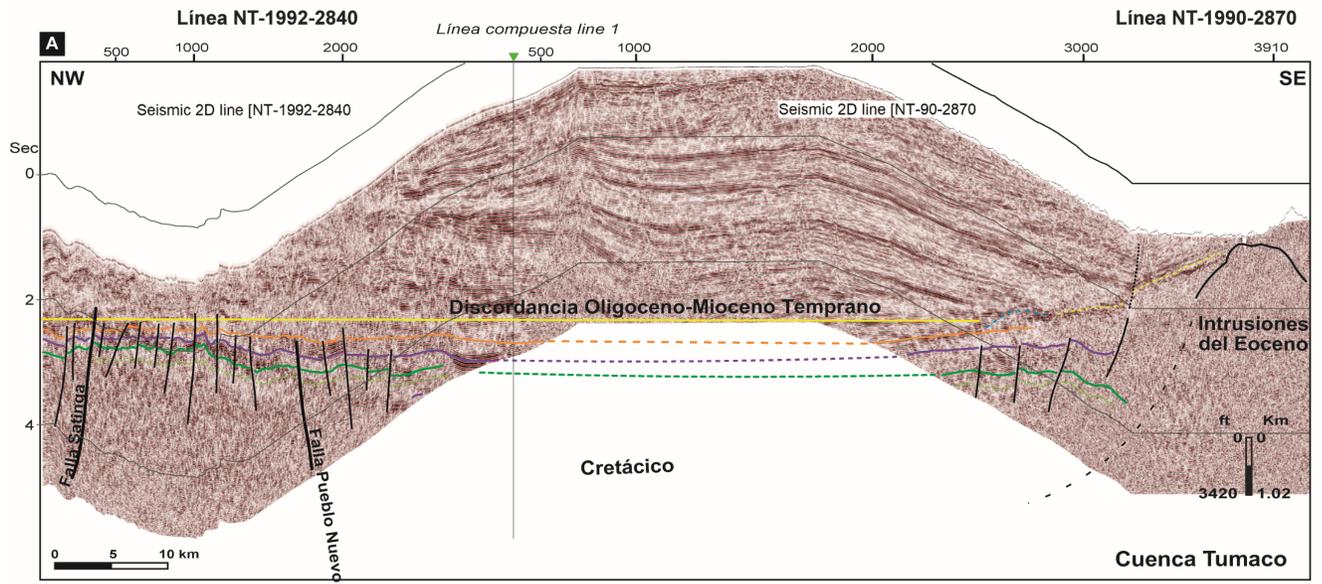
1076 El control estructural de la SCA es descrito en la sección SC de rumbo E-W,
1077 correspondiente a una sección geológica al sur de la SCA, realizada a partir de la
1078 interpretación del mapa geológico, el cual fue elaborado con información geomorfológica
1079 (imagen DEM de 10 m) y datos de campo. Se observa una estructura anticlinal asimétrica
1080 (anticlinal de Baudó) con su eje principal en dirección N-S (Figura 2.8A). El anticlinal es
1081 limitado al oeste por la falla Quebrada Bongo; su flanco frontal tiene alto buzamiento y el
1082 flanco dorsal culmina con un sinclinal amplio (Sinclinal del Atrato). En la cresta del anticlinal
1083 aflora la unidad más antigua, de edad Cretácico Tardío y en el flanco dorsal se forman
1084 pliegues menores en las secuencias del Mioceno temprano-medio que incorporan unidades
1085 del Mioceno-Plioceno y se extiende por más de 75km. Al sur, está limitado por el sistema
1086 de fallas del San Juan, con cinemática de rumbo dextral inversa, que afecta unidades del
1087 Mio-Plioceno.

1088 En la sección estructural A-B (Figura 2.8B), es controlada por el pozo Urodo-1, ¿el
1089 cual alcanzó secuencias del Paleoceno-Eoceno temprano ?; y el pozo Necora-1 que
1090 controla, a profundidad, la presencia de secuencias del Cretácico tardío-Eoceno temprano.
1091 En los sedimentos del Paleoceno-Eoceno medio y posiblemente del Cretácico Tardío se
1092 observa una geometría subtabular; los mayores espesores se observan aledaños a la falla
1093 Quebrada Bongo. Las secuencias del Paleoceno-Eoceno medio se adelgazan
1094 progresivamente hacia el oriente y no afloran en superficie, marcando la discordancia
1095 Oligoceno. Durante el Mioceno superior-Plioceno las secuencias son asimétricas
1096 presentando un adelgazamiento hacia el W. El flanco oriental del sinclinal de Atrato presenta
1097 deformación por fallas normales que involucran secuencias del Mioceno inferior-medio.

1098 Suárez-Rodríguez (2007) también reporta la discordancia progresiva Oligoceno en
1099 superficie e identifica en secciones sísmicas, que las secuencias del Eoceno medio-tardío
1100 se encuentran involucradas en el flanco E del sinclinal del Atrato. Dichas secuencias
1101 presentan adelgazamiento en onlap hacia el E, culminando sobre unidades del Cretácico
1102 Tardío-Eoceno inferior a profundidades de 0.8 s en la línea sísmica (no afloran en

1103 superficie). Ese mismo autor identifica fallas inversas antitéticas asociadas a la falla
1104 principal.





1105

1106 *Figura 2.7. Representación esquemática de las estructuras formadas en las secuencias pre-Oligocenas de*
 1107 *las cuencas Tumaco y San Juan en la sección SA (A) y SB (B). Los diagramas fueron generados a partir*
 1108 *de la horizontalización (flattening) de la discordancia Oligoceno-Mioceno inferior.*

1109

1110 2.7 Interpretación y discusión

1111 2.7.1 Continuidad de una extensa plataforma en el borde continental del occidente 1112 colombiano durante el Maastrichtiano – Eoceno medio-superior

1113 Las evidencias encontradas en las líneas sísmicas y las secciones estratigráficas
1114 permiten inferir que el borde continental del occidente colombiano presenta una
1115 sedimentación continua durante el Maastrichtiano-Eoceno medio-superior, en una
1116 plataforma extensa a lo largo de la margen. Los espesores de las secciones
1117 estratigráficas (4000m y 3200m) principalmente hacia el norte, permiten contemplar una
1118 posible extensión que dio lugar al espacio de acomodo de todas estas secuencias.

1119 La presencia de magmatismo se observa a lo largo de las cuencas principalmente
1120 durante el Cretácico Tardío (Figura 2.2). Al norte en la SCA el magmatismo es
1121 representado por capas gruesas de basalto con afinidad oceánica (tipo MORB),
1122 intercalado con sedimentos cretácicos marinos (Figura 2.2), que están también
1123 presentes, cerca de la falla Quebrada Bongo (Figura 2.8). Ese magmatismo disminuye
1124 significativamente hacia el sur en la SCSJ, mientras que, en la CT las secuencias de
1125 basalto están acompañadas principalmente, por niveles gruesos de tobas (Sección A) y
1126 aparatos volcánicos interpretados a partir de la sección sísmica de la Figura 2.4.

1127 Durante el Eoceno medio la actividad volcánica, representada por basaltos, se
1128 concentró al norte en la SCA, como se observa en las columnas estratigráficas F, G y H
1129 (Figura 2.2). Durante el Paleoceno-Eoceno, es también reportado magmatismo plutónico-
1130 volcánico continuo a lo largo de toda la margen, en el borde oriental de las cuencas,
1131 (Zapata and Rodriguez, 2020; Grajales et al., 2020). Estas observaciones indican que la
1132 actividad magmática estuvo presente a lo largo de toda la margen contemporáneamente
1133 con la sedimentación.

1134 La sedimentación durante el Paleoceno–Eoceno temprano es dada por la
1135 depositación de secuencias de *shale* de plataforma interna, localmente con desarrollo de
1136 calizas tipo micrita, y *shale* hemipelágicos en las cuencas TC y SCA; mientras que en la
1137 SCSJ, fueron depositadas secuencias menos profundas con características de abanicos.
1138 El acuñaamiento de estas secuencias hacia el oriente, evidencia un levantamiento en el

1139 borde oriental de las cuencas, posiblemente relacionada a la intrusión del batolito de
1140 Mandé (Zapata and Rodriguez, 2020; Grajales *et al.*, 2020)

1141 En el Eoceno medio-tardío el desarrollo de extensas plataformas clásticas-
1142 carbonáticas es evidente en toda la margen. Los montículos de calizas avanzan hacia el
1143 continente desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno temprano, principalmente en las
1144 CT y SCSJ (Figura 2.4 y Figura 2.5), asociados posiblemente con la transgresión marina
1145 (Figura 2.9A y B).

1146 La generación de basaltos oceánicos tipo MORB intercalados con secuencias
1147 marinas, se han identificado en márgenes divergentes de corteza oceánica (Wilkinson,
1148 1982). Aunque Desmurs *et al.* (2001) han identificado la presencia de rocas mantélicas y
1149 oceánicas en la transición océano-continente en extensión. El ascenso de basaltos se
1150 puede dar por la generación y evolución de fallas normales, en un borde continental en
1151 extensión de un margen pasivo, que actúan como conductos para su ascenso y pueden
1152 estar acompañados por sucesiones de sedimentos oceánicos (Decarlis *et al.*, 2018;
1153 Whitmarsh *et al.*, 1996; Boillot and Froitzheim, 2001; Desmurs *et al.*, 2001).

1154 Los basaltos generados en margen oceánica requerirían de un sistema de
1155 subducción para ser acrecionados al continente. En un sistema de terrenos oceánicos
1156 acrecionados, se esperaría en la corteza superior acortamiento horizontal y
1157 engrosamiento vertical por apilamiento de bloques (Bruhn *et al.*, 2004, 2012; Ricketts,
1158 2019). La sedimentación estaría condicionada a la erosión de los terrenos oceánicos
1159 acrecionados.

1160 La discordancia del Paleoceno-Eoceno temprano determinada en el pozo
1161 Remolino Grande-1, a partir de dataciones de basaltos a la base de la discordancia, ha
1162 sido una de las evidencias del periodo de acreción de terrenos oceánicos al occidente
1163 colombiano; sin embargo, en los reportes originales del pozo se presenta la descripción
1164 de conglomerados con clastos de basaltos y gabros. Además, en la línea sísmica se
1165 observa la continuidad de las secuencias sísmicas y en las secciones de superficie, se
1166 observan secuencias de tobas de lapilli y conglomerados de rocas volcánicas que
1167 suprayacen los basaltos.

1168 Acorde a las evidencias encontradas en este trabajo, se propone para el borde
1169 continental del occidente colombiano, una plataforma continua a lo largo de toda la
1170 margen desde finales del Cretácico (Maastrichtiano) hasta el Eoceno medio-tardío,
1171 dejando abierta la posibilidad de una margen en extensión, principalmente al norte, como
1172 lo evidencian los espesores de las secuencias.

1173 La plataforma no presenta evidencias de la deformación generada por un sistema
1174 de subducción durante este periodo. En este sentido, el arco magmático Paleoceno-
1175 Eoceno emplazado en la Cordillera Occidental en un régimen transtensional, estuvo
1176 asociado a la migración del arco magmático hacia el occidente, pero no por un sistema
1177 de subducción (Grajales et al, 2020).

1178 La plataforma no presenta evidencias de la deformación generada por un sistema
1179 de subducción durante este periodo. En este sentido, el arco magmático Paleoceno-
1180 Eoceno emplazado en la cordillera Occidental en un régimen transtensional, estuvo
1181 asociado a la migración del arco magmático hacia el occidente, pero no por un sistema
1182 de subducción (Grajales et al, 2020).

1183 Con respecto a los basaltos tipo MORB acrecionados al borde continental, no es
1184 posible identificar su origen, debido a que las evidencias que se tienen no son acordes a
1185 ninguno de los dos modelos en los que se contempla este tipo de rocas; sin embargo, la
1186 posibilidad de una margen extensionada, explicaría el emplazamiento de los basaltos.

1187 En este sentido, sugerimos realizar un estudio más riguroso en el modo de
1188 emplazamiento de estas rocas basálticas y, asimismo, reevaluar los estudios
1189 geoquímicos y la temporalidad de cristalización.

1190 **2.7.2 Evolución de las cuencas durante Oligoceno - Plioceno**

1191 La configuración actual de las cuencas es dada por la sedimentación de las
1192 secuencias del Oligoceno tardío hasta el Plioceno. Se toma como referencia el tope del
1193 basamento y se consideran las mejores líneas sísmicas (Figura 2.4, sección SA; Figura
1194 2.5, Sección SB y sección SD, Figura 2.6).

1195 Las líneas sísmicas permiten interpretar el levantamiento hacia el oriente de las
1196 cuencas durante el Oligoceno-Mioceno temprano. En la CT se observan los hombros de
1197 basamento a diferentes alturas, con la mayor altura en el hombro oriental. Las secuencias
1198 del Oligoceno-Mioceno temprano evidencian un acuñamiento hacia el oriente adyacente
1199 a la falla Junín (falla de rumbo en superficie), posiblemente asociado con la intrusión del
1200 batolito de Piedrancha. (Figura 2.4, sección SA). Las secuencias son continuas hasta la
1201 SCSJ (Figura 2.6, sección SD), donde se evidencia, al igual que en la CT, un
1202 levantamiento en el límite oriental de la cuenca (Figura 2.5, sección SB).

1203 Las secuencias desde el Maastrichtiano hasta el Oligoceno-Mioceno temprano,
1204 fueron deformadas por fallas normales en el centro y sur de la margen. Se generaron
1205 estructuras de *horsts*, *grabens* y fallas tipo domino al oriente de las CT y SCSJ. La
1206 deformación disminuyó la intensidad de su actividad, marcando un periodo de
1207 deformación durante el Oligoceno-Mioceno temprano; esta deformación fue más intensa
1208 al occidente de la CT y parece estar más asociada a un régimen transtensional. En la
1209 SCA durante este periodo, la deformación es dada por fallas inversas en el flanco oriental
1210 del sinclinal de Atrato.

1211 Durante el Mioceno medio al Mioceno Superior se genera el levantamiento del alto
1212 de Remolino Grande en la CT (Figura 2.9C y D). Hacia la SCSJ posiblemente se está
1213 generando estructuración que reduce el espacio de acomodación hacia el *offshore*, como
1214 se evidencia con la disminución de los espesores de las SS5, SS6 y SS7. En la línea
1215 sísmica de rumbo, hacia la SCSJ, el alto estructural es afectado por estructuras de *horsts*
1216 y graben durante el Oligoceno-Mioceno temprano. (Figura 2.6).

1217 La sedimentación desde el Eoceno medio-tardío fue continua, lateralmente, desde
1218 la CT hasta la SCSJ al norte del sistema de fallas de Garrapatas. La deformación
1219 generada por la falla de Garrapatas es observada en las secuencias del Eoceno medio-
1220 tardío hasta el Mioceno tardío-Plioceno ? ubicadas al NE de la falla (Figura 2.6). Estas
1221 evidencias permiten identificar que la CT y la SCSJ evolucionaron como una sola cuenca
1222 afectada por la falla de Garrapatas durante el Plioceno.

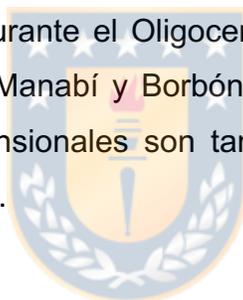
1223 En el centro de la CT y adyacente a la falla Garrapatas se presentaron intrusiones
1224 que se interpretan como cuerpos ígneos intrusivos intermedios durante el Mioceno

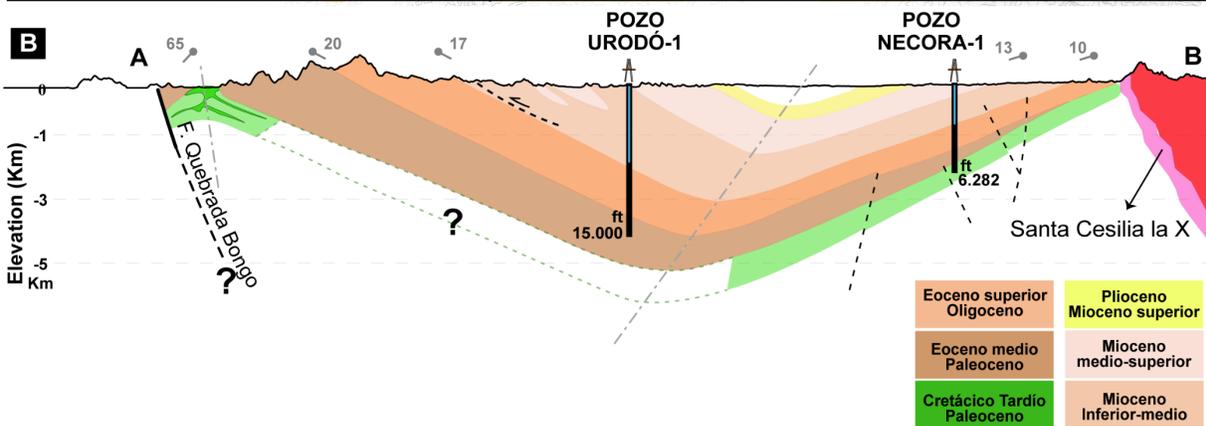
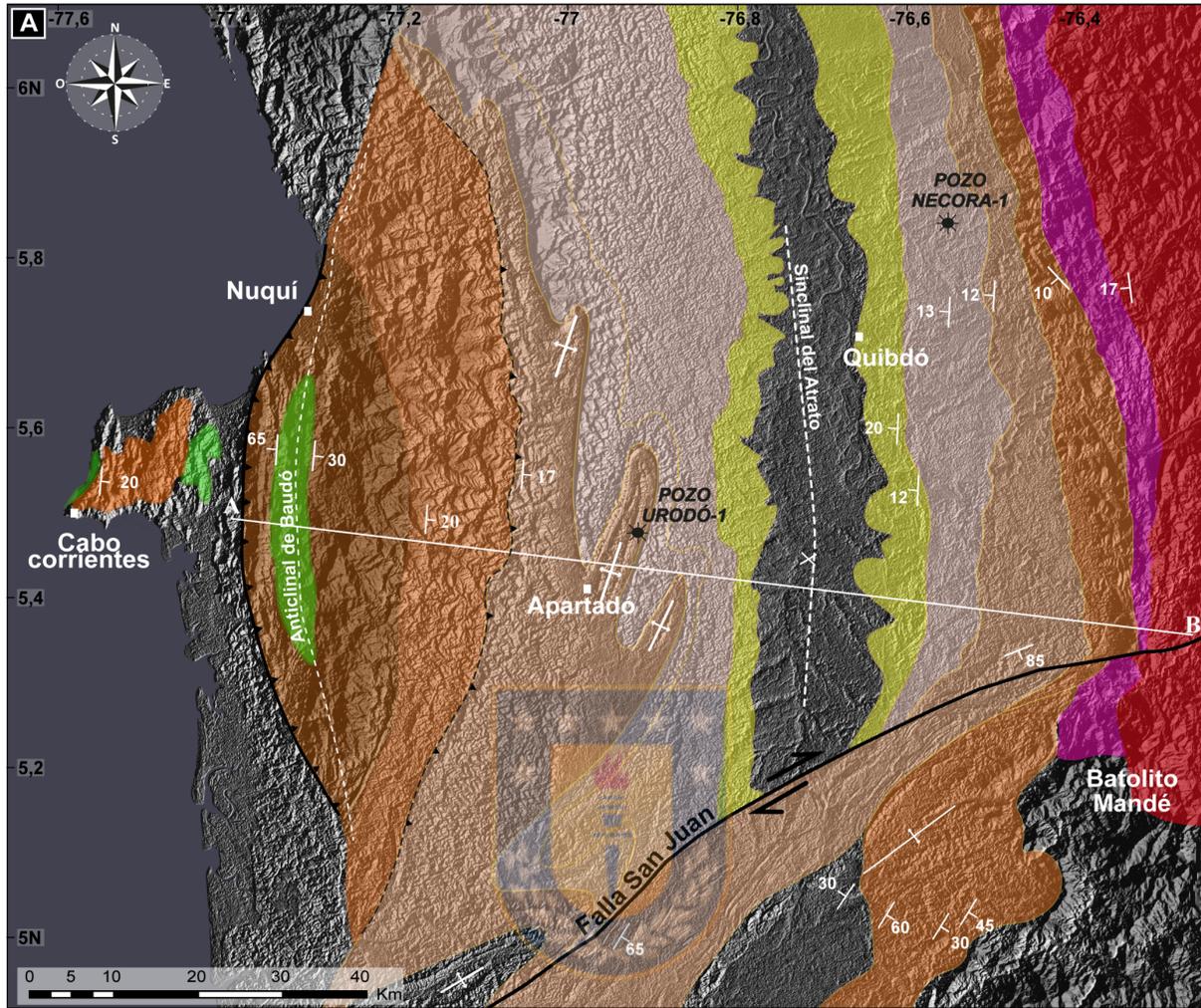
1225 medio-tardío (Figura 2.6), basado en el atributo sísmico envelope, la cual estima el total
1226 de energía instantánea de la traza (Chopra and Marfurt, 2007) y a partir de la geometría
1227 y la textura interna de la estructura (Xu and Haq, 2022). Asimismo, en el pozo Majagua-
1228 1, perforado cerca de una de las estructuras, Barbosa *et al.* (2011) establece a partir de
1229 AFT que secuencias del Mioceno (Tortonense) aumentaron su temperatura hasta un
1230 máximo de 80°C entre 10 y 3 Ma; sin embargo, se deja abierta la posibilidad que se
1231 tratara de diapiros de lodo como lo interpreta Pardo *et al* (2020).

1232 Durante el Plioceno se presenta la progradación de deltas hacia las cuencas. Las
1233 progradaciones son evidenciadas en los análisis de ambientes y en las clinofomas
1234 sigmoidales presentes en las líneas sísmicas (Figura 2.4 y Figura 2.5). Los *topset* de las
1235 clinofomas muestran una inclinación hacia el occidente, marcando un nuevo
1236 levantamiento en la cordillera Occidental de Colombia en el centro y sur de la margen.

1237 Un evento transtensional durante el Oligoceno-Mioceno temprano es reportado
1238 por Aizprua (2021) en la cuenca Manabí y Borbón al norte de Ecuador, límite con la
1239 cuenca Tumaco; estructuras extensionales son también reportadas por Cediél *et al.*
1240 (1998) al *offshore* de la CT y SCSJ.

1241





1242
1243
1244
1245
1246
1247
1248

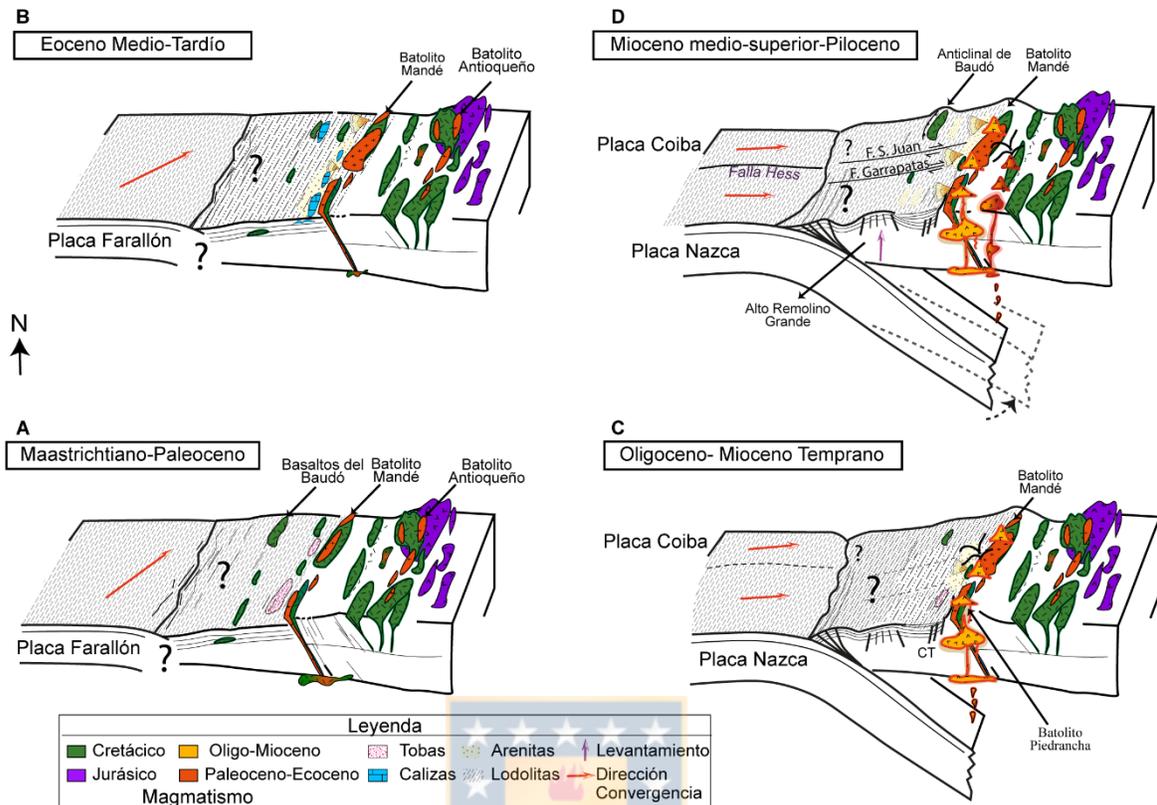
Figura 2.8. Mapa geológico y sección estructural en el depocentro Atrato. A) Mapa geológico elaborado a partir de datos de campo e interpretación geomorfológica e integrando los datos de los mapas del Servicio Geológico Colombiano. B) Sección estructural (SC) correlacionada con el pozo Urodó-1 y el pozo Necora-1 proyectado por el rumbo de la capa a 45 km. Las fallas punteadas son proyectadas de la línea sísmica interpretada por Suarez-Rodríguez (2007).

1249 El levantamiento del alto de Remolino Grande al occidente de la CT desde el
1250 Mioceno medio hasta el Mioceno superior es también reportado por (Borrero et al., 2012;
1251 López-Ramos, 2020; Pardo et al., 2020). Y es adjudicado al crecimiento de un prisma
1252 acrecentivo que da lugar a una cuenca de forearc. Las cuencas de forearc desarrolladas
1253 bajo estos parámetros, son clasificadas como cuencas frías (Allen and Allen, 1995); sin
1254 embargo, los análisis de AFT y vitrinita realizados por Barbosa et al. (2011) en el pozo
1255 Majagua-1 y el Remolino Grande-1, muestran que la CT alcanzó temperaturas desde
1256 80°C hasta 120°C desde el mismo periodo del levantamiento del alto de Remolino
1257 Grande y los intrusivos interpretados en la línea sísmica SD (Figura 2.6).

1258 La cinemática de la falla Garrapatas ha sido interpretada de rumbo dextral con
1259 componente inverso (Suárez-Rodríguez, 2007) y marca el alto estructural de la SCSJ.
1260 Esta deformación también es reportada por ANH (2010c) para el Plioceno temprano en
1261 un marco tectónico transpresivo.

1262 Durante el Oligoceno-Mioceno medio, en la SCSJ se ha reportado un evento
1263 compresivo (Petrobras, 2002; Suárez-Rodríguez, 2007; ANH, 2010b), dado por la
1264 interacción ortogonal de las placas Nazca y Sudamericana. Nuestros datos revelan que
1265 la parte sur de la SCSJ es afectada por la transpresión de la falla Garrapatas durante el
1266 Mioceno medio-tardío. Hacia la parte norte de la cuenca, se presenta una deformación
1267 mayor cerca de la zona de la falla de San Juan (Figura 9D); sin embargo, este trabajo no
1268 tiene un control detallado en esta área.

1269 Con respecto al sistema de fallas de San Juan (Istmina) y Garrapatas, son fallas
1270 limítrofes de la SCSJ. Se trata de fallas paralelas con relevo izquierdo, ambas con
1271 componente dextral reportado (Petrobras, 2002; Suárez-Rodríguez, 2007; ANH, 2010b)
1272 e interpretado en la Figura 2.8. La cinemática dextral posterior al Mioceno tardío
1273 presente en los dos sistemas de fallas paralelas, contribuiría a generar, principalmente,
1274 una estructura de pop-up (e. g. Aydin y Nur, 1985; Biddle, K, 1985), contemporáneo con
1275 el levantamiento del borde occidental del CT.



1276

1277 *Figura 2.9. Representación esquemática de la evolución del margen continental colombiano desde el*
 1278 *Cretácico Tardío hasta el Plioceno.*

1279 **2.7.3 Deformación de la subcuenca Atrato**

1280 El anticlinal de Baudó representa una estructura controlada por la falla Quebrada
 1281 Bongo, durante el Mioceno superior-Plioceno (Figura 2.8). Aunque la sección evidencia
 1282 una falla invertida, también podría interpretarse como una estructura de inversión de un
 1283 hemigraben, debido que no se tiene evidencias del espesor de las secuencias,
 1284 principalmente, del Cretácico Tardío. Simultáneamente, pudieron haberse formado
 1285 pliegues intermedios en las secuencias del Mioceno Inferior-medio en el flanco dorsal del
 1286 anticlinal. Hacia el sur de la cuenca, el sistema de fallas San Juan forma el límite entre
 1287 las subcuencas de Atrato y San Juan, así como el de los estilos estructurales de
 1288 deformación. Las características descritas establecen un régimen transpresivo para
 1289 Mioceno tardío-Plioceno en el borde continental colombiano y sugieren la transferencia
 1290 de deformación al continente por la nueva interacción de las placas Coiba y

1291 Sudamericana, que resulta de la partición de la placa Farallón (25-23 Ma) (Sallares, 2003;
1292 Lonsdale, 2005; Wright et al., 2016).

1293 **2.8 Conclusiones**

1294 El borde continental colombiano durante el Maastrichtiano–Eoceno medio-tardío, fue una
1295 plataforma marina continua a lo largo de toda la margen. La depositación de shale de
1296 plataforma del Cretácico Superior-Paleoceno fue simultánea con la mayor actividad
1297 volcánica de flujos basálticos, principalmente al norte de la margen (SCA). Durante el
1298 Paleoceno-Eoceno medio las secuencias evidencian un levantamiento en el flanco
1299 oriental de la cuenca, posiblemente asociado a la intrusión del batolito de Mandé. Durante
1300 el Eoceno medio-tardío se da el desarrollo de montículos de calizas arrecifales bajo
1301 condiciones transgresivas.

1302 La evolución del margen continental durante el Oligoceno-Plioceno se puede dividir en
1303 tres segmentos (Norte, centro y sur). Hacia el sur y centro, en las CT y SCSJ durante el
1304 Oligoceno-Mioceno temprano, se genera el levantamiento del flanco oriental de las
1305 cuencas, posiblemente relacionado a la intrusión cuerpos ígneos Oligo-Miocenos. Las
1306 secuencias desde el Cretácico Tardío hasta el Oligoceno-Mioceno temprano fueron
1307 afectadas por estructuras extensionales en un régimen transtensional?.

1308 Para el Mioceno tardío-Plioceno, se genera un levantamiento nuevamente en la cordillera
1309 Occidental y es evidenciado en las CT y SCSJ. Hacia el norte en la SCA se genera el
1310 anticlinal de Baudó, pliegues en su flanco dorsal, parecieran estar relacionados al
1311 crecimiento de la estructura mayor

1312 Durante el periodo estudiado en este trabajo, no hay una evidencia de acreción de
1313 terrenos en las cuencas *onshore* del borde continental occidental de Colombia. Por el
1314 contrario, se trató de una plataforma continua que, a su vez, no presenta evidencia de
1315 los efectos generados por un sistema de subducción durante el Cretácico Tardío-Eoceno
1316 medio-superior. Los resultados permiten dejar abierta la posibilidad que el inicio del
1317 sistema de subducción pudo haber sido durante el Oligoceno temprano.

1318 Agradecimientos

1319 Agradecemos a la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), que durante los últimos 7
1320 años proporcionó información estratigráfica de pozos-superficie y reprocesamiento de
1321 líneas sísmicas en las cuencas frontera del pacífico colombiano, la cual dispuso para el
1322 desarrollo de este trabajo. Dirigimos un agradecimiento muy especial al Doctor Darío
1323 Barrero Lozano, por su vinculación abnegada y desinteresada en el desarrollo de este
1324 trabajo.



1325 **3 Capítulo 3: Emplazamiento del magmatismo Paleoceno-Eoceno bajo un**
1326 **régimen transtensional y su evolución a un equilibrio dinámico en el borde**
1327 **occidental de Colombia**

1328 Este capítulo corresponde a un artículo publicado en la revista Mexicana de
1329 Ciencias Geológicas en el año 2020, se transcribe acorde a la versión publicada.

1330
1331 Jeny Alejandra Grajales^{1,2,*}, Ángel F. Nieto-Samaniego³, Darío Barrero Lozano⁴, Jairo
1332 Alonso Osorio⁵ y Mario Andrés Cuellar⁵

1333
1334 (1) Universidad de Concepción, Facultad de ciencias Químicas, Edmundo Larenas 234, Campus
1335 Concepción, Chile.

1336 (2) La Luna E&P S DE RL Sucursal Colombia, Carrera 13A No. 87-17, Bogotá, Colombia.

1337 (3) Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard
1338 Juriquilla 3001, C.P. 76230, Querétaro, México.

1339 (4) Consultor independiente. Calle 113 No. 11A-55, Bogotá, Colombia.

1340 (5) Servicio Geológico Colombiano, Diagonal 53, No. 34 - 53, Bogotá D.C., Colombia.

1341 **3.1 Resumen**

1342 Los arcos magmáticos del Cretácico y Paleógeno de las Cordilleras Central y
1343 Occidental de Colombia han sido atribuidos a la evolución del sistema de subducción de
1344 la costa pacífica colombiana. En esa región se han propuesto sucesivas acreciones de
1345 terrenos, configurando la estructura de ambas cordilleras. En este trabajo se analiza la
1346 distribución y las edades de cristalización de plutones emplazados entre 60 Ma y 53 Ma
1347 en las Cordilleras Central y Occidental. A partir de los 53 Ma, el arco magmático migró
1348 hacia el occidente colombiano, donde se instaló en una corteza de borde continental. Las
1349 edades de cristalización analizadas sugieren que dentro del área de estudio el cinturón
1350 de plutones es continuo a lo largo de la cordillera Occidental. De 40±5 Ma a 26 Ma se dio
1351 una disminución significativa en la velocidad de convergencia de la placa Farallón, lo que
1352 dio lugar a un proceso de relajación del esfuerzo regional, al reducirse la carga tectónica.
1353 El proceso de relajación del esfuerzo regional también fue reflejado en los ambientes
1354 intra-continetales, dando lugar a procesos de peneplanización en los altos topográficos

1355 del norte colombiano, la reactivación del piedemonte cordillerano con progradaciones de
1356 la sedimentación hacia el occidente y el desarrollo de la discordancia regional del Eoceno
1357 medio/tardío. En los ambientes de plataforma continental se reflejó por la distribución de
1358 secuencias de calizas arrecifales a lo largo del margen pacífico colombiano, del caribe
1359 de Colombia, Ecuador, Panamá y Costa Rica, y finalmente, por un gap magmático
1360 comprendido entre 33 Ma y 26 Ma. El evento magmático Paleoceno - Eoceno distribuido
1361 en las cordilleras Central y Occidental del occidente colombiano fue emplazado en un
1362 régimen tectónico transtensional, con el esfuerzo compresivo horizontal máximo (σ_1) en
1363 dirección SW-NE, producto de la convergencia oblicua entre las placas Farallón y
1364 Sudamericana.

1365 **Abstract**

1366 The Cretaceous and Paleogene magmatic arcs of the Central and Western
1367 Cordilleras of Colombia have been attributed to the evolution of a subduction system in
1368 the Colombian Pacific coast. In this work the distribution and crystallization ages of
1369 plutons emplaced between 60 Ma and 53 Ma in the Central and Western Cordilleras are
1370 analyzed.

1371 From 53 Ma the magmatic arc migrates towards the west of Colombia, installing
1372 magmas in a plate edge transitional crust. The crystallization ages analyzed in this work
1373 suggest that, within the study area, the plutonic belt is continuous throughout the Western
1374 Cordillera. From 40 ± 5 Ma to 26 Ma there was a significant reduction in the convergence
1375 velocity of the Farallon plate; as it decreases, also the tectonic loading diminishes
1376 resulting in a process of regional stress relaxation. The process of relaxation of the
1377 regional stress also occurred in the intra-continental environments producing
1378 peneplanization process in the topographic highs of northern Colombia, the reactivation
1379 of the piedmont with westwards progradation of sedimentation and the development of a
1380 middle- to late-Eocene regional unconformity. In continental shelf environments, the
1381 relaxation of the tectonic stress is evidenced by the distribution of reef limestone
1382 sequences throughout the Colombian Pacific margin and the Caribbean of Colombia,
1383 Ecuador, Panama and Costa Rica, and by a magmatic gap from 33 Ma to 26 Ma. The
1384 Paleocene-Eocene magmatic event distributed in the Central and Western Cordilleras

1385 took place under a transtensional regime, with the maximum horizontal compressive
1386 stress (σ_1) oriented SW-NE, product of the oblique convergence between the Farallon
1387 and South American plates.

1388 Keywords: Transtensional regime, oblique convergence, magmatic emplacement,
1389 arc migration, dynamic balance.

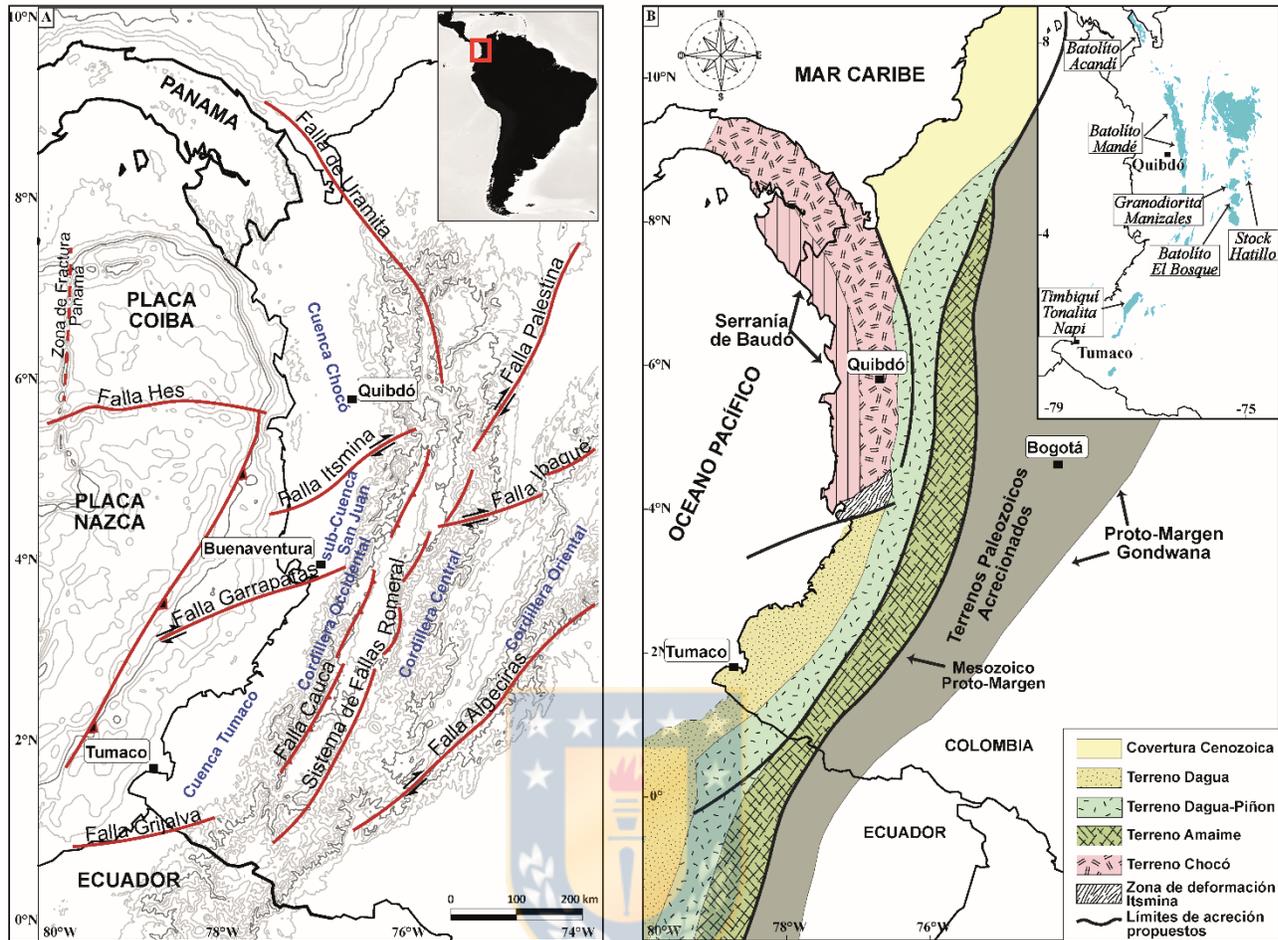
1390 **3.2 Introducción**

1391 Los arcos magmáticos en el borde occidental de Colombia han sido objeto de
1392 estudio en las últimas décadas. Fueron descritos por primera vez por Aspden et al.
1393 (1987). Esos eventos han sido atribuidos a la evolución de un sistema de subducción
1394 (Álvarez, 1971; Barrero, 1979; McCourt et al., 1984; Aspden et al., 1987; Grosser, 1989;
1395 Boschman et al., 2014) y a sucesivas acreciones de terrenos oceánicos al continente,
1396 bajo regímenes tectónicos compresivos y transpresivos de primer orden. (Duque-Caro,
1397 1990; Estrada, 1995; Cediél et al., 2003; Pindell et al., 2005; Lissina, 2005; Ramos, 2009;
1398 Pindell y Kennan, 2009; Villagómez et al., 2011; Montes et al., 2012; Bayona et al., 2012;
1399 Spikings et al., 2014; Whattam y Stern, 2014; Boschman et al., 2014; Cardona et al.,
1400 2018; Montes et al., 2019).

1401 En la Cordillera Central (CC) (Figura 3.1A) el magmatismo Cretácico-Paleoceno
1402 tiene, principalmente, edades de cristalización entre 99 Ma y 58 Ma (Saenz et al., 1996;
1403 Restrepo et al., 2009; Leal-Mejía, 2011; Bayona et al., 2012; Villagómez y Spiking, 2013;
1404 Jaramillo et al., 2017; Cardona et al., 2020) y ha sido asociado a la subducción oblicua
1405 de la placa Farallón bajo Sudamérica y a procesos pos-colisionales generados por la
1406 subducción de la Placa Caribe (Villagómez y Spikings, 2013; Jaramillo et al., 2017;
1407 Montes et al., 2019). Sobre la Cordillera Occidental (CO) (Figura 3.1A) este magmatismo
1408 se ha reportado con edades desde el Coniaciano – Maastrichtiano, asociándolo a
1409 procesos extensionales en el sistema de subducción (Barrero, 1979). En trabajos
1410 recientes y a partir de análisis geoquímicos y paleomagnéticos, el magmatismo
1411 Cretácico-Paleoceno (o incluso abarcando hasta el Eoceno) es considerado
1412 intraoceánico, acrecionado al continente durante el Mioceno como parte integral del
1413 Bloque Panamá-Chocó (Duque-Caro, 1990; Cediél et al., 2003; Ramos, 2009; Bayona et

1414 al., 2012; Pindell et al., 2005; Villagómez et al., 2011; Cardona et al., 2018; Montes et al.,
1415 2019) (Figura 3.1B). Esta hipótesis ha sido bien acogida en la literatura, aunque no se
1416 tengan estudios detallados de los límites en el borde continental, donde se propone que
1417 se acrecionaron dichos terrenos. Esos límites tectónicos han sido atribuidos a fallas
1418 transcurrentes, como fue propuesto por Duque-Caro (1990), quien sugirió la falla de
1419 Uramita como la sutura occidental, y la zona de deformación de Istmina, ubicada entre
1420 las fallas Garrapatas e Istmina, como la sutura sur (Duque-Caro, 1990 y Cediél et al.,
1421 2003). Sin embargo, hasta la fecha no se han documentado características geológicas,
1422 geométricas y cinemáticas que permitan definirlas como zonas de sutura de la acreción
1423 del Bloque Panamá-Chocó. Los estudios publicados sobre el origen y evolución de los
1424 arcos magmáticos Paleoceno-Eoceno no consideran, en el borde continental
1425 colombiano, la continuidad espacial y temporal del arco magmático controlado
1426 estructuralmente que se propone en este trabajo.

1427 En los últimos cinco años, la Agencia Nacional de Hidrocarburos de Colombia
1428 (ANH), patrocinó la obtención de nuevos datos geocronológicos (Tabla 3.1) y
1429 geoquímicos (Tabla 3.2 y Tabla 3.3) del occidente colombiano. El objetivo de este trabajo
1430 es definir el marco tectónico en el cual ocurrió el evento magmático Paleoceno-Eoceno,
1431 basados en la relación del evento magmático con el control estructural, así como en la
1432 continuidad espacial y temporal de los cuerpos ígneos. El análisis de los datos nuevos y
1433 los recopilados (Tabla 3.4), incluyen dataciones U/Pb en circón y análisis de elementos
1434 mayores y tierras raras (Tabla S1 y S2, en Anexos). A partir de esa información, aquí se
1435 propone un modelo alternativo de evolución tectónica del occidente colombiano durante
1436 el lapso 60 Ma a 26 Ma.



1437
 1438 *Figura 3.1. A) Marco tectónico regional del segmento noroccidental de Suramérica (Acosta et al., 2007). B)*
 1439 *Esquema representativo de la sucesión de terrenos acrecionados al continente colombiano. Etapas de los*
 1440 *procesos acrecionarios: Terreno Amaime en el Cretácico Temprano, plateau oceánico Dagua-Piñón en el*
 1441 *Cretácico Tardío y terreno Panamá-Chocó durante el Mioceno medio (Ramos, 2009).*

1442
 1443 *Tabla 3.1 .Edades isotópicas U/Pb en circones de unidades litológicas de la Cordillera Occidental.*
 1444 *Desviación media ponderada al cuadrado (MSWD).*

Muestra	Longitud	Latitud	Unidad	Edad 206Pb/238U	MSWD	Tipo de Roca
1246-1	-77.17032	8.32407	Batolito de Acandí	46.27 ± 0.28	1.5	Tonalitas - granodioritas
1246-4	-77.18290	8.31515	Batolito de Acandí	46.07±0.49	3.1	Tonalitas - granodioritas
40-006-CPC	-76.34890	6.34199	Batolito de Mandé	50.5±4.1	2.2	Granodiorita - Tonalita
90-005-CPC	-76.35251	6.33448	Batolito de Mandé	52.9±1.5	3.8	Tonalita Horbléndica
40-007-CPC	-76.33392	6.36684	Santa Cecilia la Equis	59.2±1.6	2.0	Tonalita Porfirítica

1445

1446 3.3 Marco tectónico regional

1447 La evolución tectónica del centro y sur del segmento Andino durante el Cretácico
1448 Tardío y Cenozoico, fue caracterizada por la evolución de un sistema de subducción entre
1449 las placas Farallón y Sudamérica, que dio lugar a magmatismo en la placa subducente y
1450 continuos apilamientos tectónicos bajo un régimen transpresivo-compresivo (McCourt et
1451 al., 1984; Aspden et al., 1987; Grosser, 1989; Duque-Caro, 1990; Estrada, 1995; Cediell
1452 et al., 2003; Pindell y Kennan, 2009; López, 2009; Lissina, 2005; Ramos, 2009; Whattam
1453 y Stern, 2014; Montes et al., 2012; Bayona et al., 2012; Pindell et al., 2005; Villagómez
1454 et al., 2011; Cardona et al., 2018; Montes et al., 2019; Zapata y Rodríguez, 2020) (Figura
1455 3.1). Presentamos a continuación una breve perspectiva histórica de cómo han
1456 evolucionado las ideas sobre la tectónica del margen pacífica colombiana para el
1457 Cretácico Tardío y Cenozoico.

1458 Barrero (1979) sugiere para el Cretácico Tardío el predominio de las fases
1459 extensionales en el borde de la placa Sudamericana, bajo un ambiente de subducción.
1460 Dicho régimen tectónico dio lugar a la formación de fosas y pilares tectónicos y al ascenso
1461 fisural de magmas toleíticos bajos en potasio, actualmente catalogados como tipo meseta
1462 oceánica. Este vulcanismo basáltico es parte del Grupo Diabásico (Millward et al., 1984)
1463 y hace parte del basamento de las cuencas “onshore” Tumaco y Chocó (Figura 3.1A) del
1464 margen pacífica colombiana (Álvarez, 1971; Barrero, 1979).

1465 En contraposición a las ideas de Barrero (1979), autores como McCourt et al.
1466 (1984) y Grosser (1989) proponen varias acreciones sucesivas de terrenos alóctonos con
1467 basamento oceánico y continental en el borde occidental colombiano, en un sistema de
1468 subducción. Los terrenos acrecionados al continente durante el Cretácico Tardío fueron
1469 continentales, mientras que los terrenos oceánicos fueron acrecionados durante el
1470 Mioceno medio (Etayo-Serna et al., 1983; Restrepo y Toussaint, 2020). Durante el
1471 Mioceno Tardío fue acrecionado el Bloque Panamá-Chocó, reconocido por Duque-Caro
1472 (1990) como un terreno exótico que no tiene ninguna afinidad genética con Suramérica
1473 (Figura 3.1B). Presenta anomalías gravimétricas positivas asociadas a cuerpos ígneos
1474 de origen oceánico y está compuesto por tres elementos litotectónicos, el Arco de
1475 Dabeiba y Baudó, la Cuenca Atrato-Chucunaque y la Zona de Deformación de Istmina

1476 (Duque-Caro, 1990). El límite sur del Bloque Panamá-Chocó es la Zona de Deformación
1477 de Istmina y al oriente podría ser la zona de falla de Uramita (Figura 3.1A). Con respecto
1478 a la falla de Uramita Duque-Caro (1990) comenta: *“la naturaleza de esta zona de falla es*
1479 *aún muy difícil de precisar debido a la falta de datos estructurales más detallados. Sin*
1480 *embargo, la ocurrencia exótica de los foraminíferos paleocenos, originalmente*
1481 *provenientes del norte, junto con la naturaleza tectónica del límite oriental del Arco de*
1482 *Dabeiba, sugieren que el lineamiento de Uramita es el contacto entre el Arco de Dabeiba*
1483 *de afinidad centroamericana y el noroccidente suramericano”*. Estrada (1995) se une a
1484 la interpretación de Duque-Caro (1990) de terrenos alóctonos acrecionados al NW de
1485 Colombia durante el Mioceno (terrenos Gorgona, Chocó y Cordillera Occidental),
1486 basando su interpretación en análisis paleomagnéticos realizados en basaltos
1487 almhoadillados de origen oceánico y en plutones del Terciario tardío (6-10 Ma).

1488 Un trabajo relevante es el de Cediél et al. (2003), quienes presentan una síntesis
1489 de los trabajos que tratan sobre el margen pacífico colombiano, y que fueron realizados
1490 en las tres décadas anteriores a la publicación de su trabajo. De acuerdo con esos
1491 autores la porción noroeste del margen colombiana consiste en el Terreno Chocó, el cual
1492 contiene los terrenos de Cañas Gordas y Baudó, de edad cretácica, que posteriormente
1493 fueron acrecionados durante el Mioceno medio al segmento norte del margen pacífica
1494 colombiana. Durante el Paleoceno-Eoceno en el Terreno Chocó y el terreno Cañas
1495 Gordas, se instalaron los intrusivos de Mandé y Acandí (Figura 3.1B) que tienen una
1496 afinidad oceánica, determinada a partir análisis geoquímicos. Estos cuerpos intrusivos
1497 no presentan relación con los batolitos emplazados en la Cordillera Central (Batolito el
1498 Bosque, Granodiorita Manizales y stock El Hatillo), debido que dichos batolitos de la
1499 Cordillera Central tienen una afinidad autóctona. La acreción del terreno Cañas Gordas
1500 comenzó en el Mioceno como una colisión altamente destructiva con una cinemática
1501 moderadamente dextral oblicua. Dos evidencias reportadas por Cediél et al. (2003) sobre
1502 la colisión destructiva son: 1. “Las estructuras asociadas con la colisión del terreno Cañas
1503 Gordas deforman el terreno Gorgona y el sistema de fallas Buenaventura, que estaban
1504 en su lugar a principios del Mioceno” 2. “La falla de Garrapatas parece controlar la
1505 sedimentación del Mioceno al Holoceno a lo largo del margen del Pacífico”. Así entonces,

1506 con esas evidencias y basado en la sugerencia dada por Duque-Caro (1990), los autores
1507 se adhieren al modelo de acreción del Bloque Chocó en el Mioceno.

1508 Más recientemente Montes et al. (2012) definieron varios eventos magmáticos: (1)
1509 Arco magmático Cretácico Tardío hasta el Eoceno medio (58-39 Ma), asociado a
1510 subducción, (2) Gap magmático desde el Eoceno tardío hasta el Oligoceno tardío (38-28
1511 Ma), (3) Reinicio del magmatismo a los 25 Ma. Estos eventos hicieron parte de un
1512 proceso de colisión y acreción del borde de la Placa Caribe al continente, durante el
1513 Mioceno (Montes et al., 2019). Así mismo, Cardona et al. (2018) definieron dos arcos
1514 magmáticos Paleocénicos, no-cogenéticos, de afinidades continental y oceánica. Uno de
1515 ellos está ubicado en la parte norte de la Cordillera Occidental de Colombia y en Panamá,
1516 formado de rocas plutónicas y volcánicas con edades de 60-45 Ma, y su origen fue
1517 asociado a un ambiente tectónico tipo Aleutiano. El segundo es el arco de Timbiquí, que
1518 probablemente hizo parte de un terreno alóctono acrecionado durante el Eoceno tardío-
1519 Oligoceno (Echeverri, 2015; Cardona et al., 2018). Actualmente desde el punto de vista
1520 geomorfológico, los cuerpos intrusivos están ubicados en la topografía positiva al
1521 occidente de Colombia, que es denominada la Cordillera Occidental. Desde el punto de
1522 vista genético y geológico, estos cuerpos intrusivos han sido atribuidos como parte del
1523 Bloque Panamá-Chocó. Por lo tanto, estos cuerpos hacen parte de la Cordillera
1524 Occidental y según los modelos propuestos en las últimas 4 décadas, hacen parte
1525 también del Bloque Panamá-Chocó.

1526 Zapata y Rodríguez (2020) muestran evidencias de la continuidad del arco
1527 magmático Paleoceno-Eoceno. Adicionan al Bloque Panamá-Chocó la Formación
1528 Timbiquí y la Tonalita de Napi (Figura 3.1B), ubicadas al sur de la Cordillera Occidental
1529 de Colombia. A partir de análisis geoquímicos, geología de campo, geocronología y
1530 petrografía, muestran que rocas volcánicas y plutónicas que constituyen el Arco Panamá-
1531 Chocó norte (Complejo Santa Cecilia-La Equis y Batolito de Acandí), central (Complejo
1532 Santa Cecilia-La Equis y Batolito de Mandé) y sur (Formación Timbiquí y Tonalita de
1533 Napi) son similares en litología, geoquímica, composición y edad (Eoceno).

1534 El magmatismo Paleoceno temprano en la Cordillera Central ha sido atribuido a
1535 procesos relacionados con la flotabilidad del slab de subducción de la placa Caribe

1536 (Bayona et al., 2012; Cardona et al., 2018). Análisis geocronológicos de U/Pb en cuerpos
1537 intrusivos y circones detríticos, indican el aporte de sedimentos de edad Paleoceno para
1538 las cuencas intramontanas. Se ha propuesto que la parada repentina del magmatismo a
1539 principios del Eoceno medio puede estar relacionado con la dificultad de la subducción
1540 de un grueso plateau oceánico, dada por el movimiento transcurrente entre la Placa
1541 Sudamericana y Caribe (Aspden et al., 1987; Bayona et al., 2012; Pindell et al., 2005;
1542 Villagómez et al., 2011; Cardona et al., 2018).

1543 **3.4 Metodología**

1544 Se realizaron cinco dataciones isotópicas usando el método U/Pb en circón (Figura
1545 3.2, Tabla S3), en cuerpos ígneos localizados a lo largo de la CO. Se utilizó la técnica de
1546 análisis espectrométrico de relaciones isotópicas en granos individuales con ablación por
1547 punto (“spot analysis”) utilizado un sistema de laser acoplado a un espectrómetro de
1548 masas (Laser Ablation-Multicollector-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry o
1549 LA-ICP-MS) (Tabla 3.1, Figura 3.3). Se realizaron también análisis geoquímicos en roca
1550 entera, incluyendo veintidós (22) muestras para elementos mayores y veinticuatro (24)
1551 para elementos traza. Los análisis de elementos mayores y traza se llevaron a cabo
1552 mediante el método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-mass spectrometry) en
1553 ACMELABS (Analytical Laboratories, Vancouver, Canadá). La precisión lograda con este
1554 procedimiento es de ± 2 ppm y ± 5 ppm para una concentración analítica entre 50 y 5 ppm,
1555 respectivamente. Para cada muestra, fueron tomados 0.2 g y se mezclaron con 1.5 g de
1556 flujo de LiBO₂. Fueron calentados a 1050 °C durante 15 min. Posteriormente se disolvió
1557 en HNO₃ al 5%. Patrones de calibración y blancos de reactivo fueron añadidos y las
1558 soluciones se aspiraron en un espectrómetro de emisión ICP. Los límites de detección
1559 de los elementos mayores varían entre 0.001% y 0.004%, y los valores de los
1560 oligoelementos son de aproximadamente 0.1 ppm. Los elementos de tierras raras tienen
1561 límites de detección entre 0.01 y 0.05 ppm. Estos resultados se presentan libres de
1562 H₂O⁺, H₂O⁻, CO₂ y normalizados a 100%. Las muestras con pérdida por ignición mayor
1563 a 3.5% fueron descartadas de los análisis debido a que estas pérdidas se consideran
1564 como un índice de alteración de la roca. Los resultados de los análisis geoquímicos se

1565 manejaron y procesaron utilizando el software GCD Kit 4.1 (Janousek et al., 2006) (Tabla
1566 3.2 y Tabla 3.3).

1567 Se recopilaron treinta y cinco (35) análisis geocronológicos U/Pb (Tabla 3.4),
1568 sesenta y siete (67) análisis de elementos mayores y cuarenta y cuatro (44) de elementos
1569 traza (Tablas S1 y S2), disponibles a partir de investigaciones publicadas y trabajos e
1570 informes cartográficos del Servicio Geológico Colombiano y la ANH.

1571 En total se realizó el análisis de cuarenta (40) datos geocronológicos U/Pb,
1572 ochenta y nueve (89) análisis de elementos mayores, y sesenta y ocho (68) de elementos
1573 traza. Todos los análisis de óxidos mayores se recalcularon al 100% teniendo en cuenta
1574 la pérdida de ignición (LOI).

1575 *Tabla 3.2. Resultados analíticos de óxidos mayores (% Wt) del Stock de Timbiquí. Pérdida*
1576 *por ignición (LOI).*

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	(Fe ₂ O ₃) _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
APO-0056-LG	55.47	0.6	17.67	7.81	0.15	4.26	8.72	3.04	0.11	0.09		97.92
APO-0049-LG	60.64	0.47	17.55	5.95	0.15	2.93	5.77	3.52	0.92	0.15		98.05
APO-0107-D	56.93	0.52	17.65	7.79	0.17	3.39	8.07	2.96	0.23	0.13		97.84
APO-0091-P	59.25	0.45	18.14	5.51	0.16	1.79	5.33	3.52	3.31	0.26		97.72
CAQ-0416-P	42.9	0.84	18.69	13.04	0.21	5.96	12.99	1.97	0.78	0.56		97.94
MZD-0010-L	53.09	0.58	18.95	7.93	0.21	2.94	8.48	3.46	2.31	0.43		98.38
MZD-0022-R	64.43	0.28	16.79	3.64	0.08	1.05	4.99	4.12	1.43	0.13		96.94
CLM-0447-L	52.78	0.7	18.09	8.72	0.16	4.98	9.13	2.98	0.36	0.12		98.02
CDG-0255-P	54.16	0.85	16.99	7.98	0.13	5.07	10.13	2.51	0.04	0.12		97.98
CDG-0256-P	52.19	0.63	16.95	7.8	0.15	6.87	12.44	1.57	0.04	0.06		98.7
MZD-0014-R	41.08	0.98	18.79	14.08	0.24	6.13	14.07	1.38	0.73	0.89	1.3	99.67
APO-0044-LG	47.49	0.12	24.58	6.5	0.15	6.12	12.72	1.06	0.05	0.01	1	99.8
CAQ-0346-P	46.34	0.56	15.69	8.28	0.06	7.38	7.28	1.03	1.28	0.05	11.8	99.75
CLM-0377-P	53.19	0.66	17.7	9.03	0.27	5.14	7.61	2.28	0.08	0.09	3.8	99.85
CLM-0388-P	52.94	0.66	19.96	4.68	0.1	5.15	8.32	4.8	0.45	0.12	2.6	99.78
CLM-0445-P	64.47	0.37	16.68	4.89	0.13	2.31	5.35	3.14	0.28	0.09	2.2	99.91
APO-0036-P	58.14	0.35	18.73	3.33	0.11	1.54	6.34	3.62	1.3	0.19	6.2	99.85
APO-0054-LG	61.65	0.52	16.87	6.57	0.15	2.7	4.91	3.86	0.18	0.13	2.3	99.84
APO-0065-LT	54.39	0.55	17.44	7.91	0.19	3.22	7.25	2.81	1.77	0.25	4	99.78
APO-0069-LT	58.44	0.48	16.85	6.93	0.21	2.8	6.58	3.48	0.9	0.16	3	99.83
CLM-0436-L	65.75	0.34	16.19	4.4	0.19	2.05	3.87	3.98	0.62	0.12	2.4	99.91

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	(Fe ₂ O ₃) _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
CLM-0480-P	58.06	0.75	17.12	8.03	0.09	3.25	1.2	1.46	2.18	0.13	7.5	99.77

1577

1578

1579

Tabla 3.3. Análisis geoquímicos de elementos traza y tierras raras en ppm, en muestras del

1580

Stock de Timbiquí.

Muestra	Ba	Ce	Co	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Ni	Pb
APO-0056-LG	71.0	7.6	19.1	<0.1	52.8	2.6	1.9	0.6	13.4	2.1	1.4	0.7	3.1	0.3	0.6	6.0	8.9	0.2
APO-0049-LG	348.0	10.6	10.3	1.0	37.9	2.2	1.4	0.6	14.9	1.9	1.3	0.5	5.0	0.2	1.6	5.7	3.7	0.6
APO-0107-D	91.0	10.4	15.0	0.4	26.6	2.5	1.8	0.7	13.4	2.3	1.8	0.6	4.4	0.3	0.7	7.9	2.1	0.3
CAQ-0416-P	162.0	15.2	32.1	0.3	237.4	3.1	1.5	1.3	16.5	3.6	0.5	0.6	6.9	0.2	0.7	14.8	8.4	0.6
MZD-0010-L	510.0	19.4	14.4	0.2	27.1	2.7	1.9	1.0	16.3	3.4	1.6	0.6	9.5	0.3	1.7	12.2	0.3	0.2
MZD-0022-R	358.0	18.3	3.8	<0.1	9.4	2.3	1.4	0.7	12.9	2.1	2.3	0.5	10.8	0.3	2.5	10.9	0.5	0.2
MZD-0014-R	114.0	15.2	27.0	0.2	54.2	4.7	2.2	1.4	17.3	4.8	0.7	0.8	6.4	0.3	0.7	14.6	1.0	0.4
APO-0044-LG	51.0	1.8	19.3	<0.1	3.1	0.2	0.2	0.2	15.1	0.1	0.2	0.1	1.3	0.0	<0.1	1.0	2.7	0.5
CAQ-0346-P	41.0	5.5	24.7	0.4	50.5	1.9	1.3	0.5	12.8	1.6	0.9	0.4	1.8	0.2	0.3	4.8	22.9	0.7
CLM-0377-P	25.0	5.1	22.3	<0.1	137.9	3.0	2.0	0.6	14.0	2.3	1.1	0.7	1.9	0.3	0.3	5.2	5.7	1.0
CLM-0388-P	113.0	5.5	16.1	0.1	14.8	2.6	1.5	0.6	13.3	1.9	1.0	0.5	2.4	0.3	0.3	4.3	74.1	0.9
CLM-0445-P	98.0	7.4	7.5	0.1	22.4	2.0	1.3	0.5	12.9	1.7	1.5	0.5	3.5	0.3	0.6	5.7	4.7	0.7
APO-0036-P	334.0	24.7	4.7	0.5	17.2	2.1	1.2	0.9	17.1	2.4	1.9	0.4	13.1	0.2	3.4	15.7	0.9	4.5
APO-0054-LG	215.0	11.3	12.4	<0.1	60.8	2.7	1.7	0.7	14.0	2.5	1.6	0.6	5.0	0.3	0.8	7.6	5.5	0.4
APO-0065-LT	328.0	23.4	15.8	0.2	60.9	3.1	2.0	1.0	15.7	3.4	1.6	0.6	10.6	0.3	1.5	15.6	3.5	1.4
APO-0069-LT	195.0	15.1	12.3	<0.1	44.0	2.1	1.7	0.8	13.2	2.5	1.6	0.5	7.2	0.3	1.2	11.1	3.4	1.1
CLM-0436-L	160.0	10.0	4.3	0.6	4.5	2.0	1.6	0.6	13.1	1.9	1.8	0.5	4.3	0.3	0.9	7.8	2.7	0.8
CLM-0480-P	427.0	27.3	19.1	2.3	110.5	2.7	1.7	0.9	16.4	3.0	3.1	0.6	13.6	0.3	5.1	13.2	44.4	6.7
CAQ-0415R	402.0	20.4		0.4		2.7	1.5	1.4		3.2		0.6	10.4	0.3	1.5	13.7		0.4
CAQ-0420R	166.0	15.7		0.7		3.2	1.9	0.9		3.3		0.7	6.6	0.3	1.9	11.7		0.7
CLM-0447-L	91.0	9.4	22.5	<0.1	81.0	2.8	1.8	0.7	14.0	2.4	1.6	0.6	3.9	0.3	0.8	7.3	6.3	0.4
APO-0091-P	656.0	26.3	9.1	0.4	52.9	2.8	1.9	1.1	16.7	3.1	2.6	0.6	14.4	0.3	3.6	13.9	1.3	0.2
CDG-0255-P	27.0	9.0	17.6	0.1	1.7	3.2	1.9	0.9	14.1	2.7	1.8	0.7	3.2	0.3	1.1	7.4	4.2	0.2
CDG-0256-P	20.0	5.4	25.8	0.1	3.4	2.1	1.5	0.6	12.8	1.8	1.0	0.5	2.2	0.2	0.7	5.0	4.2	0.1

1581

Tabla 3.4. Edades isotópicas compiladas de la literatura, del evento magmático Paleoceno – Eoceno, distribuidos en las Cordilleras Occidental y Central de Colombia.

Muestra	Longitud	Latitud	Nombre Unidad	Edad	Método	Tipo de roca	Referencia
Cordillera Central							
GR-II-1	-74.91191	6.51065	Batolito Antioqueño	59.2± 1.2	U/Pb Cir	Tonalita biotítica	Leal Mejía, 2011
G-29	-74.92009	6.51047	Batolito Antioqueño	60.7± 1	U/Pb Cir	Tonalita biotítica	Leal Mejía, 2011
R-6834	-74.75273	6.49891	Stock de Caracolí	60.1± 1.2	U/Pb Cir	Cuarzodiorita biotítica	Leal Mejía, 2011
WR-215	-75.29833	5.76629	Batolito de Sonsón	58.6± 1	U/Pb Cir	Granodiorita biotítica	Leal Mejía, 2011
WR-216	-75.203548	5.66734	Batolito de Sonsón	55.8± 0.9	U/Pb Cir	Leucogranito	Leal Mejía, 2011
WR-218	-75.19388	5.65845	Batolito de Sonsón	60± 0.9	U/Pb Cir	Leucogranito	Leal Mejía, 2011
07DV156	-75.300009	5.75369	Batolito de Sonsón	59± 0.5	U/Pb Cir	Granito	Cochrane, 2013
BSS-5	-75.298104	5.75591	Batolito de Sonsón	60.7± 1.4	U/Pb Cir	Cuarzodiorita	Ordóñez Cardona et al., 2011
CH10	-74.98982	5.14893	Stock el Hatillo	55.0±0.7	U/Pb Cir	--	Bustamante et al., 2016
CH19	-74.99923	5.27350	Stock el Hatillo	53.7± 2.6	U/Pb Cir	--	Bustamante et al., 2016
CH21B	-75.00382	5.29017	Stock el Hatillo	53.6± 1.7	U/Pb Cir	--	Bustamante et al., 2016
CH5	-74.99378	5.21960	Stock el Hatillo	53.8± 0.3	U/Pb Cir	--	Bustamante et al., 2016
CH8	-74.99125	5.17650	Stock el Hatillo	53.2±1.3	U/Pb Cir	--	Bustamante et al., 2016
GCC-11	-74.97359	5.17379	Stock el Hatillo	54.6±0.7	U/Pb Cir	Cuarzodiorita	Bayona et al., 2012
CB1	-75.14055	4.73725	Batolito El Bosque	55.1± 2.1	U/Pb Cir	--	Bustamante et al., 2016

Muestra	Longitud	Latitud	Nombre Unidad	Edad	Método	Tipo de roca	Referencia
ER-1	-75.09912	6.48492	Intrusivo pórfido El Rayo	59.9± 0.9	U/Pb Cir	Pórfido aurífero	Leal Mejía, 2011
BSB1	-76.15173	3.34943	Batolito de Santa Barbara	58.9±0.4	U/Pb Cir	Tonalita	Ordóñez Cardona et al., 2011
BSB2	-76.142849	3.37582	Batolito de Santa Barbara	58.4±0.8	U/Pb Cir	Tonalita	Ordoñez Cardona et al., 2011
10RC73	-76.14499	3.36045	Batolito de Santa Barbara	60.2±1.1	U/Pb Cir	Granito	Cochrane, 2013
GCC-15	-75.40529	5.03409	Granodiorita Manizales	59.8±0.7	U/Pb Cir	Tonalita	Bayona et al., 2012
<i>Cordillera Occidental</i>							
CLM-0376-R	-77.41746	2.50920	Diques Dioríticos	45.6± 0.6	U/Pb Cir	Tonalita	ANH-GRP, 2014
CLM-0447-P	-77.51078	2.41357	Diques Dioríticos	44.7± 0.3	U/Pb Cir	Diques dioríticos	ANH-GRP, 2014
CDG-0255-P	-77.58847	2.06410	Intrusivo Muchinca	50.3± 0.7	U/Pb Cir	Cuarzodiorita - cuarzomonzonita	ANH-GRP, 2014
APO-0056-LG	-77.24070	2.74230	Stock de Timbiquí	46.8± 0.7	U/Pb Cir	Cuarzodiorita	ANH-GRP, 2014
WR-238	-76.52136	6.726582	Batolito de Mandé	44.6± 0.9	U/Pb Cir	Pórfido tonalítico	Leal Mejía, 2011
WR-237	-76.518721	6.723443	Batolito de Mandé	45.3± 1.2	U/Pb Cir	Pórfido tonalítico	Leal Mejía, 2011
*	-77.404248	8.524412	Batolito de Acandí	49.5	U/Pb Cir	---	Cardona et al., 2018
*	-77.592307	2.045487	Stock de Timbiquí	44.3	U/Pb Cir	---	Cardona et al., 2018

Las muestras (*) no tienen nombre en el artículo reportadas y sus coordenadas fueron tomadas del mapa que los autores presentan (Cardona et al., 2018)

1531 3.5 Resultados

1532 Se integraron los nuevos análisis con los obtenidos de la bibliografía, para
1533 construir una base de datos geocronológicos y geoquímicos de rocas
1534 plutónicas/volcánicas del Paleoceno – Eoceno de la región estudiada. Los resultados son
1535 presentados resaltando los dominios en la CO y en la CC, enfocándose en la distribución,
1536 migración y tiempo de permanencia.

1537 3.5.1 Arco magmático en la Cordillera Occidental

1538 Los cinco (5) nuevos análisis realizados en esta investigación en conjunto con los
1539 reportados por ANH-GRP (2014), muestran que las edades de cristalización (U/Pb en
1540 circón) del arco magmático de Acandí y Mandé son muy cercanas a los intrusivos
1541 denominados Stock de Timbiquí, Diques Dioríticos, Intrusivo de Muchinca y Tonalita de
1542 Napi, ubicados en el sector sur de la CO (Figura 3.3 y Figura 3.4). Las composiciones de
1543 esos cuerpos intrusivos incluyen tonalita, cuarzodiorita, diorita, gabro con cuarzo y gabro
1544 horblendítico para la Tonalita de Napi. El Stock de Timbiquí está constituido por gabros,
1545 dioritas cuarzosas, andesitas, basaltos (tipo lavas almohadilladas). Los Diques Dioríticos
1546 están compuestos de diorita y cuarzodiorita. El Intrusivo de Muchinca son cuarzodioritas
1547 y microgabros. Estas rocas presentan series toleíticas a calco-alcalinas como se observa
1548 en la Figura 3.4.

1549 Considerando todas las edades ubicadas sobre la CO se observa que abarcan de
1550 ~59.2 Ma a 44.3 Ma. De norte (límites con Panamá) a sur (límites con Ecuador), se
1551 identifican las siguientes unidades: 1. Batolito de Acandí, con edades de 49 Ma a 46 Ma.
1552 2. Batolito de Mandé, con edades desde 59 Ma hasta 44 Ma. 3. El Stock de Timbiquí,
1553 Diques Dioríticos y el Intrusivo de Muchinca (entre 2° a 3° de latitud N) registran edades
1554 desde 50 Ma hasta 44 Ma. (Figura 3.2 y Figura 3.3; Tabla 3.2). Composicionalmente
1555 estos cuerpos están constituidos por variaciones de gabros hasta granitoides. En el
1556 Batolito de Mandé se observan facies más básicas hacia los bordes, diques basálticos y
1557 localmente con inclusiones máficas. (Ingeominas, 2002a, 2002b, 2010, 2010b). En
1558 primera instancia este evento magmático Paleoceno - Eoceno presenta una

1559 predominancia de magmatismo intermedio a básico, desde gabro hasta granodiorita
1560 (Figura 3.4B). Los diagramas de Peccerillo y Taylor (1976) y AFM muestran que el
1561 conjunto de análisis es una tendencia progresiva, de series toleíticas hacia series
1562 calcoalcalinas. (Figura 3.4C).

1563 Los elementos mayores se graficaron en relación a la variación de la
1564 concentración del SiO₂ (Figura 3.5A). Las concentraciones de SiO₂ presentan valores
1565 menores a 65 Wt%, una tendencia a la disminución del SiO₂ a mayores concentraciones
1566 en CaO, MgO, Al₂O₃ y FeO_t; en contraste con el aumento de SiO₂ para mayores
1567 concentraciones de Na₂O y K₂O. En los elementos traza (Ba, Ce, La, Rb, Sr, Zr) se
1568 observa una disminución progresiva y continua al decrecimiento de SiO₂. El Ba tiene
1569 valores hasta de 600 ppm, el Ce y Rb hasta 30 ppm, La hasta 15 ppm, el Sr hasta 500
1570 ppm y Zr hasta 100 ppm (Figura 3.5B).

1571 Las edades y la composición química de los cuerpos magmáticos descritas en los
1572 párrafos anteriores sugieren fuertemente que hay continuidad del conjunto magmático,
1573 desde Acandí hasta el sector sur de la CO. Esta continuidad también fue propuesta por
1574 Zapata y Rodríguez (2020) desde un punto de vista geoquímico.

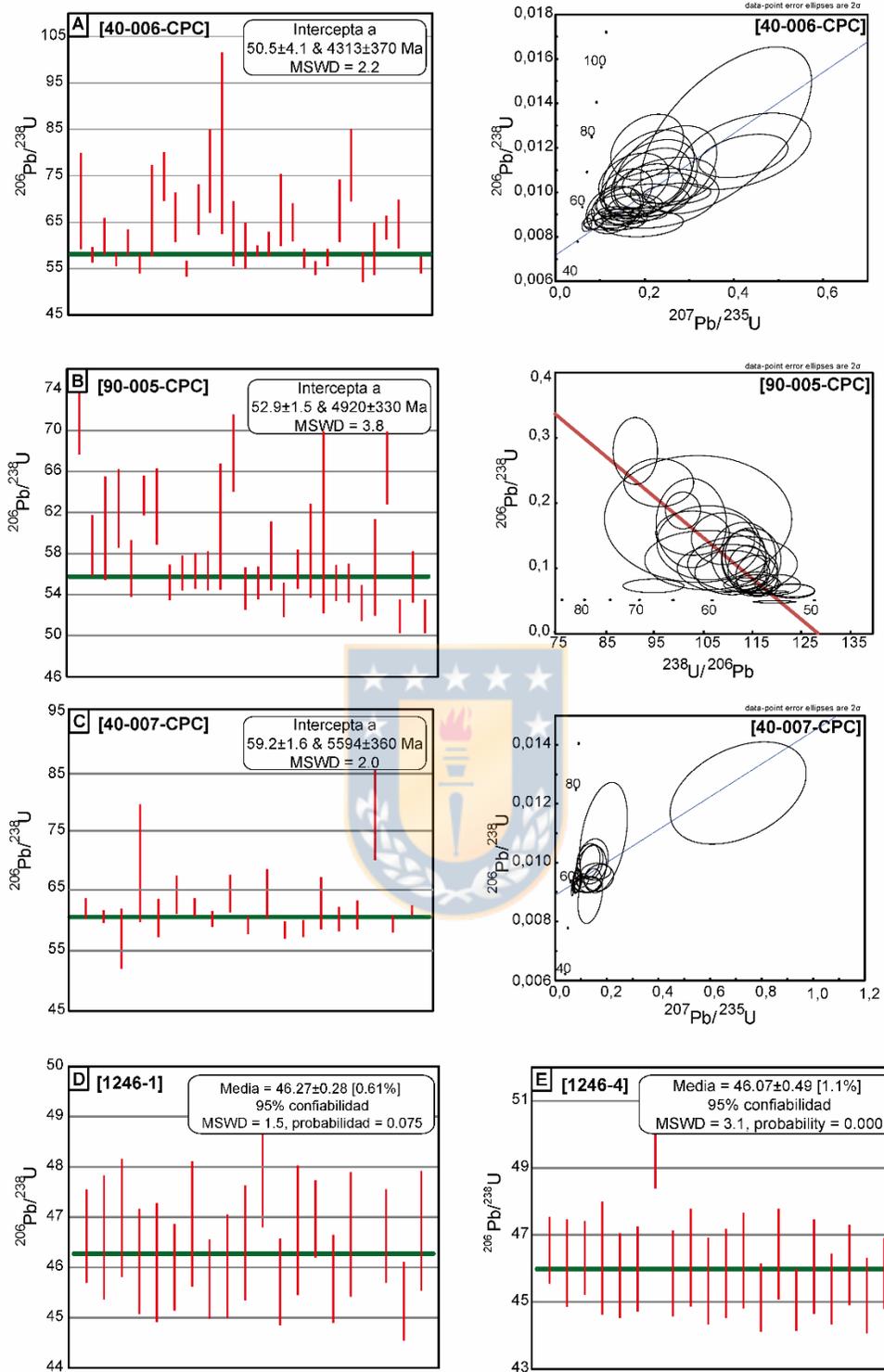
1575 **3.5.2 Arco magmático en la Cordillera Central**

1576 En la Cordillera Central (CC) las unidades plutónicas/volcánicas están
1577 concentradas principalmente al norte de 4.5° de latitud N y la mayor expresión es dada
1578 por el Batolito Antioqueño (Aspden et. al, 1987). Las edades de cristalización (U/Pb en
1579 circón) de los cuerpos distribuidos en la CC están registradas desde el Cretácico Tardío
1580 hasta 53 Ma. Sin embargo, en este trabajo se considerarán sólo las dataciones en el
1581 rango Paleoceno – Eoceno (Figura 3.3 y Figura 3.4). De norte a sur, se tienen los
1582 intrusivos: 1. Batolito Antioqueño, Intrusivo pórfido el Rayo, Stock de Caracolí y Batolito
1583 de Sabanalarga, con edades que van de 60.1 Ma a 50.2 Ma. 2. Stock de la Unión con
1584 una edad de 59 Ma. 3. Batolito de Sonsón que presenta edades de 60 Ma a 55.8 Ma. 4.
1585 Stock El Hatillo varia de 53.8 Ma a 53.3 Ma. 5. Granodiorita de Manizales con edades de
1586 60.7 Ma a 59 Ma. 6. Batolito El Bosque presenta edades al sur del cuerpo intrusivo de
1587 55.1 Ma hasta 59.2 Ma. y otros cuerpos como el Batolito de Santa Bárbara de 60.2 Ma a

1588 58.4 (Restrepo et al., 1991; Ordóñez Cardona et al., 2011; Leal Mejía, 2011; ANH-
1589 UCaldas, 2011; Bayona et al., 2012; Villagómez y Spikings, 2013; Cochrane, 2013;
1590 Bustamante et al., 2016). Esos intrusivos están compuestos principalmente por
1591 granodiorita, tonalita, cuarzodiorita, cuarzomonzodiorita, granito y cuarzomonzonita,
1592 localmente, algunos plutones contienen xenolitos de gneis y anfibolita, así como diques
1593 aplíticos (Núñez, 1981; INGEOMINAS, 2002, 2002c, 2002d, 2002e). La composición en
1594 general es ácida y se clasifican en los campos de las granodioritas y granitos con
1595 afinidades calcoalcalinas (Figura 3.4).

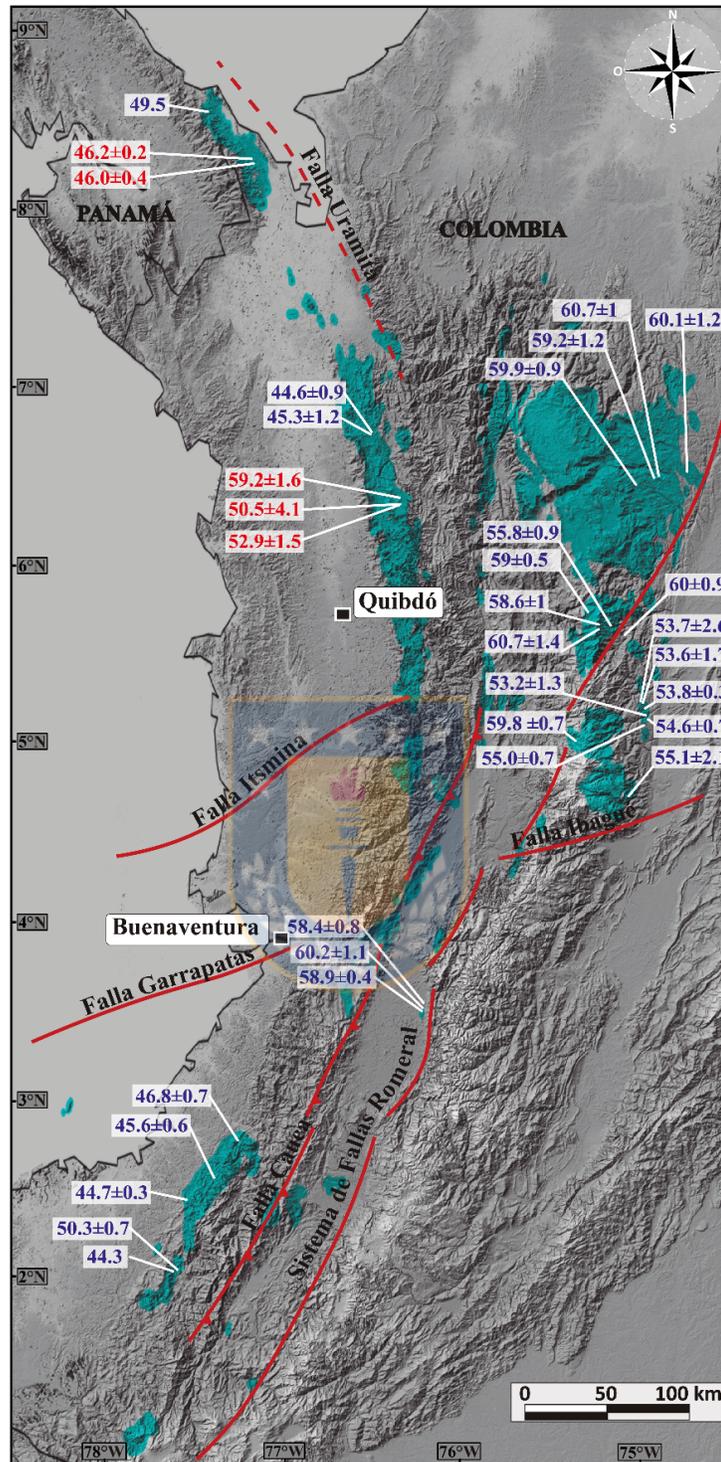
1596 La concentración del SiO_2 está en rangos de 75 a 65 Wt%. La concentración de
1597 Na_2O y K_2O muestra un incremento con una tendencia positiva con respecto al SiO_2 . Por
1598 el contrario, el Al_2O_3 , FeO , CaO y MgO , disminuyen su concentración con el incremento
1599 del SiO_2 . Los elementos trazas para estos cuerpos muestran una correlación positiva
1600 con respecto al contenido de SiO_2 . La concentración de Ba es de 600 – 1000 ppm, Ce
1601 de 30 – 70 pmm, La 15 – 40 ppm, Rb 20 – 60 ppm, Sr 500 – 700 ppm y Zr desde 100
1602 hasta 150 pmm (Figura 3.5).





1603
 1604
 1605
 1606
 1607

Figura 3.2. Geocronología U/Pb circón. a) y b) Batolito de Mandé, c) Mandé – Santa Cecilia la Equis, d) y e) Batolito de Acandí. [número de la muestra], desviación estándar media ponderada (MSWD). Geocronología U/Pb circón. a) y b) Batolito de Mandé, c) Mandé – Santa Cecilia la Equis, d) y e) Batolito de Acandí. [número de la muestra], desviación estándar media ponderada (MSWD).



1608
1609
1610
1611
1612
1613
1614

Figura 3.3. Distribución, geometría y tiempo de permanencia de las rocas de edad Paleoceno y Eoceno. Los análisis reportados son realizados a partir del método U/Pb en circón. En color rojo, se muestran las edades obtenidas en este trabajo. En color azul, los análisis U/Pb recopilados de la literatura (Núñez, 1981; Restrepo et al., 1991; Leal Mejía, 2011; ANH-UCaldas, 2011; Ordóñez-Carmona et al., 2011; Bayona et al., 2012; Villagómez y Spikings, 2013; ANH-GRP, 2014; Cochrane, 2013; Bustamante et al., 2016; Cardona et al., 2018).

1615 3.6 Discusión

1616 La discusión que se presenta aquí se restringe al registro del Paleoceno – Eoceno,
1617 los eventos magmáticos posteriores al Eoceno quedan fuera del objetivo de este trabajo.

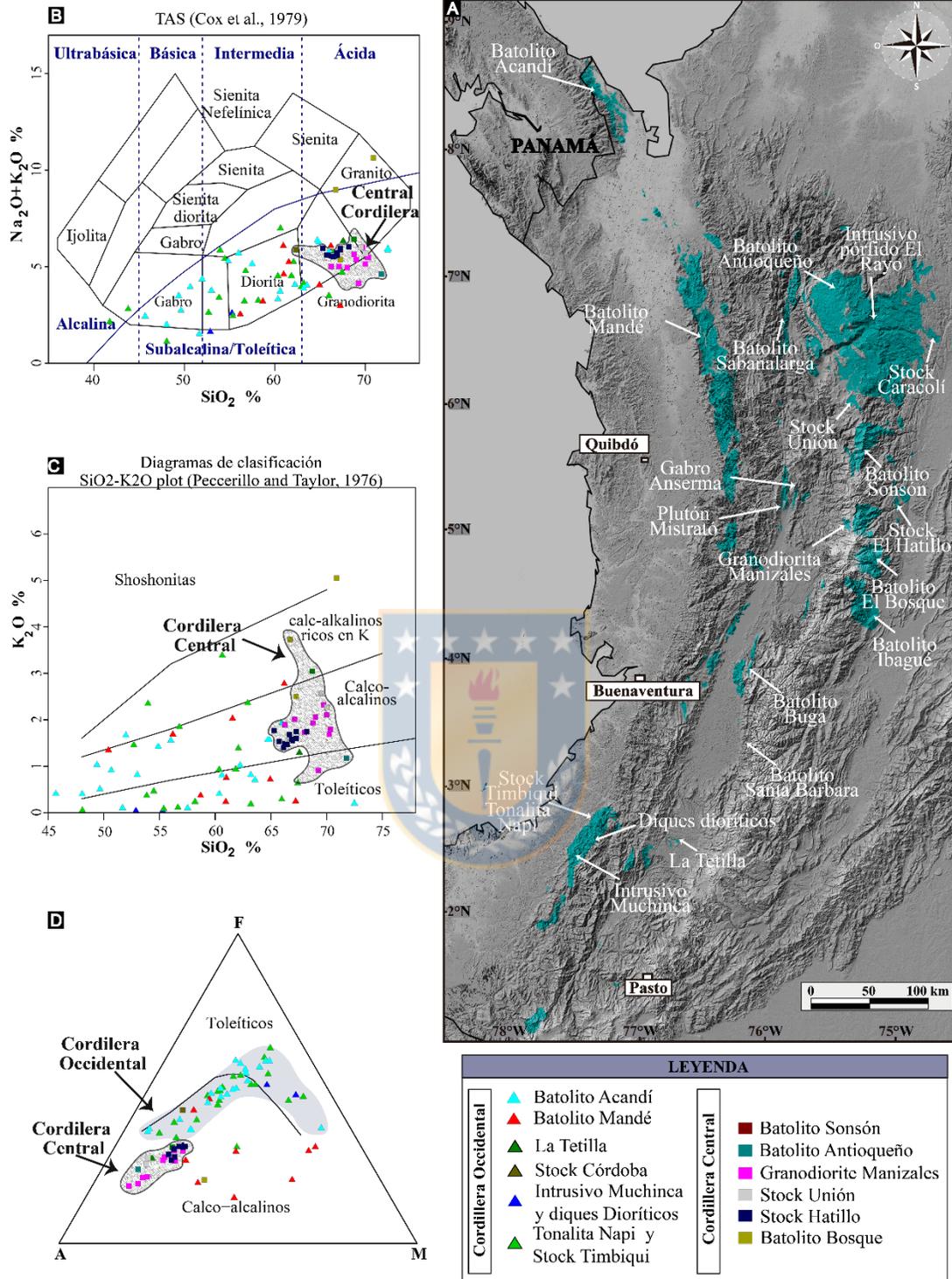
1618 3.6.1 Tiempo de Permanencia y Migración del arco magmático

1619 El evento magmático en el rango Paleoceno - Eoceno está registrado por cuerpos
1620 intrusivos distribuidos en la CC que tienen edades de 60.7 Ma a 44.8 Ma (Figura 3.3 y
1621 Figura 3.6), y representan un gran volumen de magma. Sobre la CO, en el arco de
1622 Panamá, hasta la parte centro-norte de la cordillera, representada por el Batolito de
1623 Acandí y el Batolito de Mandé, se tienen edades desde 59.2 Ma hasta 44.6 Ma y hacia
1624 el sur, en el sector de Tumaco, las edades de los cuerpos intrusivos varían de 50.3 Ma
1625 a 44.3 Ma (Figura 3.3 y Figura 3.5).

1626 Los cuerpos intrusivos con edades entre 60.7 Ma y 53 Ma se emplazaron
1627 simultáneamente en ambas cordilleras Occidental y Central (Figura 3.6). Sin embargo,
1628 las composiciones y geoquímica son diferentes, mientras en la CC predominan las
1629 granodioritas con series principalmente calco-alcalinas, en la CO predominan
1630 composiciones de granodiorita con variaciones composicionales hacia los bordes de los
1631 cuerpos a facies básicas, e inclusiones basálticas (Batolito de Mandé) y adicionalmente,
1632 numerosos diques andesíticos y basálticos. La geoquímica en los cuerpos intrusivos de
1633 la CO abarca desde series toleíticas hasta calcoalcalinas (Figura 3.4 y Figura 3.5).

1634 A partir de los 53 Ma y hasta los 44.3 Ma, la provincia magmática Paleoceno -
1635 Eoceno se concentra en la CO y en el flanco occidental de la CC, evidenciando la
1636 migración del arco magmático hacia el occidente (Figura 3.6).

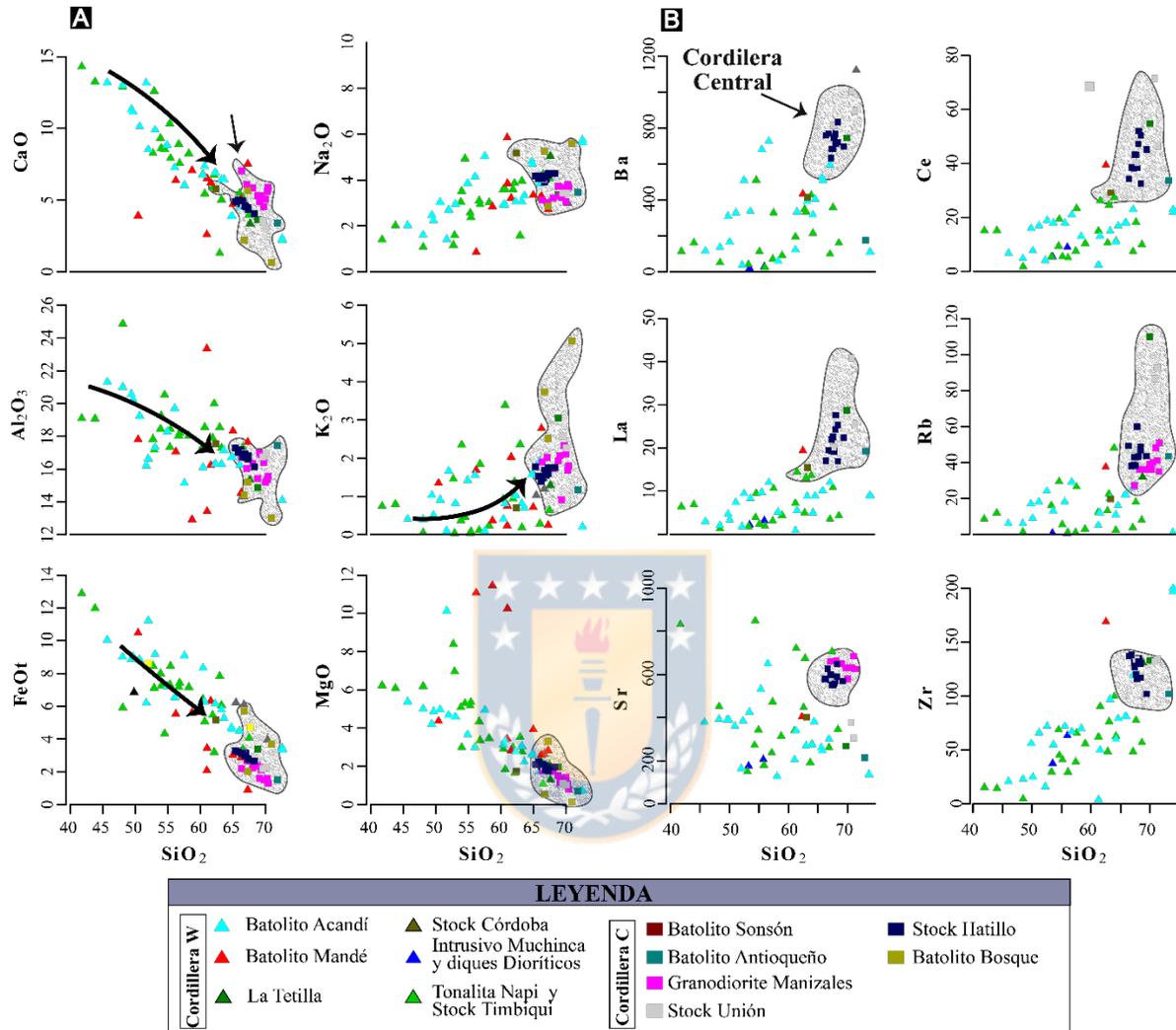
1637 Edades isotópicas muestran que la actividad magmática Paleoceno-Eoceno
1638 estuvo también presente en el Arco de Panamá. La actividad magmática inició alrededor
1639 de los 70 Ma y disminuyó después de los 38 Ma.



1640
1641
1642
1643
1644
1645
1646

Figura 3.4. a) Localización general de las unidades litológicas del evento magmático Paleoceno – Eoceno. b) Diagrama de concentración de álcalis total vs. SiO₂ (TAS). c) Diagrama de clasificación de SiO₂ vs. K₂O. d) Diagrama AFM (A: álcalis (Na₂O+K₂O), F: FeO+Fe₂O₃, M: MgO). Los valores se presentan en % en peso. Para las rocas distribuidas en la Cordillera Occidental, los análisis son representados por triángulos de distintos colores según la unidad geológica. Los cuadrados representan los análisis realizados en intrusivos localizados a lo largo de la Cordillera Central. Son incluidos los datos reportados

1647 en la literatura (Sillitoe et al., 1982; Restrepo et al., 1991; INGEOMINAS, 1979, 1999, 2002a, 2010b; López
 1648 et al., 2006; Vallejo et al., 2011; Villagómez y Spikings, 2013; Bustamante et al., 2016).
 1649



1650
 1651 *Figura 3.5. a) Diagramas de variación en %wt de elementos mayoritarios vs SiO₂. Obsérvese la variación*
 1652 *en la concentración de los diferentes óxidos mayoritarios para los cuerpos intrusivos distribuidos en la CC*
 1653 *y CO. b) Diagramas de variación de elementos traza (ppm) vs. SiO₂ (%wt). Para los análisis realizados*
 1654 *sobre intrusivos distribuidos sobre la Cordillera Occidental se dibujan triángulos, para los de la Cordillera*
 1655 *Central se usan cuadrados y aparecen encerrados en zonas sombreadas.*

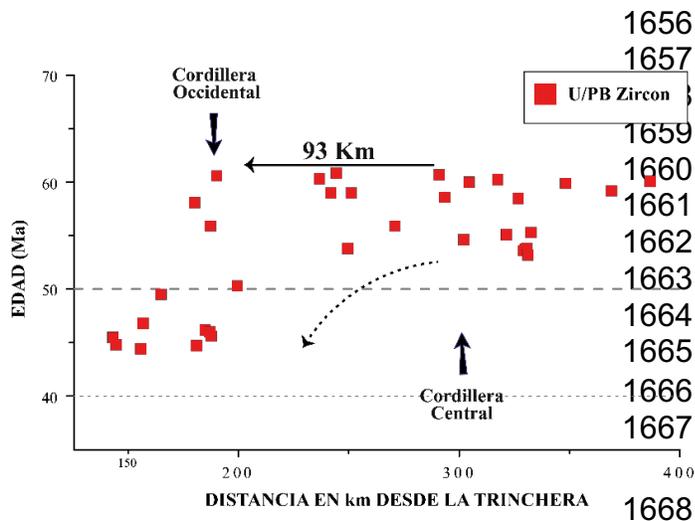


Figura 3.6. Distribución de las edades de cristalización a partir del método U/Pb en circón del occidente colombiano, en las rocas ígneas del Paleoceno – Eoceno en función de la distancia a la fosa actual. La distancia es medida desde la fosa hacia los puntos de muestreo de manera perpendicular, teniendo en cuenta la geometría de las estructuras mayores (Cordillera Central y Occidental).

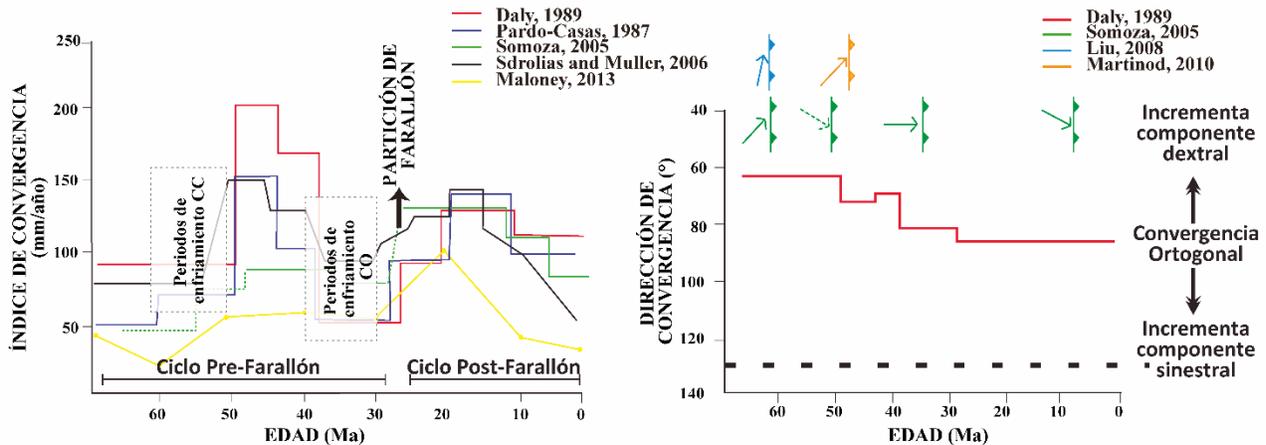
3.6.2 Cinemática y Control Geométrico

Para el análisis cinemático de la placa Farallón con respecto a la placa Sudamericana, considerando el lapso entre 60 Ma y 44 Ma, se tomó como referencia una dirección de convergencia promedio de 65° (Figura 3.7). Esta dirección es equivalente a la dirección de desplazamiento (25° de azimut) de la placa Farallón con respecto al norte actual (Figura 3.8). Lo anterior se basa en los trabajos de Martinod et al. (2010), el cual incorpora estudios de cinemática realizados a lo largo de Suramérica, y el de Liu et al. (2008), que se refiere a la zona más cercana al límite norte de Colombia (Figura 3.7).

En términos de velocidad, la placa Farallón se desplazaba en promedio a 5 cm/año entre los 65 Ma y 30 Ma (Pardo-Casas, 1987; Daly, 1989; Somoza y Chidella, 2005). Considerando un azimut de 25° para el vector de velocidad de desplazamiento de la placa Farallón con respecto al margen de Suramérica (Figura 3.8), obtenemos que la componente ortogonal al margen es de 2.1 cm/año, lo que representa el 10 % de la velocidad total de convergencia. La componente paralela al margen es de 4.5 cm/año, que corresponde al 90 % de la velocidad total, como se observa en la Figura 3.8.

El ángulo de convergencia de la placa Farallón transfiere un esfuerzo compresivo principal máximo σ_1 horizontal en dirección paralela al vector de desplazamiento de la placa Farallón y un esfuerzo σ_3 horizontal en dirección ortogonal a σ_1 , entonces se

1688 promovería el desarrollo de fracturas extensionales con dirección NE, con rotaciones
 1689 progresivas en sentido horario. (Figura 3.8C). Bajo estas condiciones se desarrollarían
 1690 zonas de menor presión, o de fracturas tensionales, que pudieron controlar el
 1691 emplazamiento elongado de los cuerpos plutónicos sobre la CO.



1692
 1693 *Figura 3.7. a) Velocidad y ángulo de convergencia de la placa Farallón – Nazca – Coiba y la placa*
 1694 *Sudamericana para el Cenozoico. Distribución de los máximos periodos de enfriamiento según Noriega-*
 1695 *Londoño et al. (2019), para los cuerpos plutónicos/volcánicos ubicados en la Cordillera Central y la*
 1696 *Cordillera Occidental.*

1697
 1698 A lo largo de la CO los intrusivos son alargados, con sus ejes mayores en dirección
 1699 NE, paralelos al esfuerzo principal σ_1 inferido y al vector de desplazamiento de la placa
 1700 Farallón, como se muestra en la Figura 3.8A. Por esta razón, se puede inferir que el
 1701 margen continental estuvo sometida a transtensión derecha como mecanismo de primer
 1702 orden y se minimizan los efectos compresionales. Una explicación para la orientación
 1703 anómala de algunos batolitos que no se ajustan al esquema descrito, como es el caso
 1704 del batolito de Mandé, es que fueron rotados (rotación antihoraria) durante los pulsos de
 1705 la fase Andina.

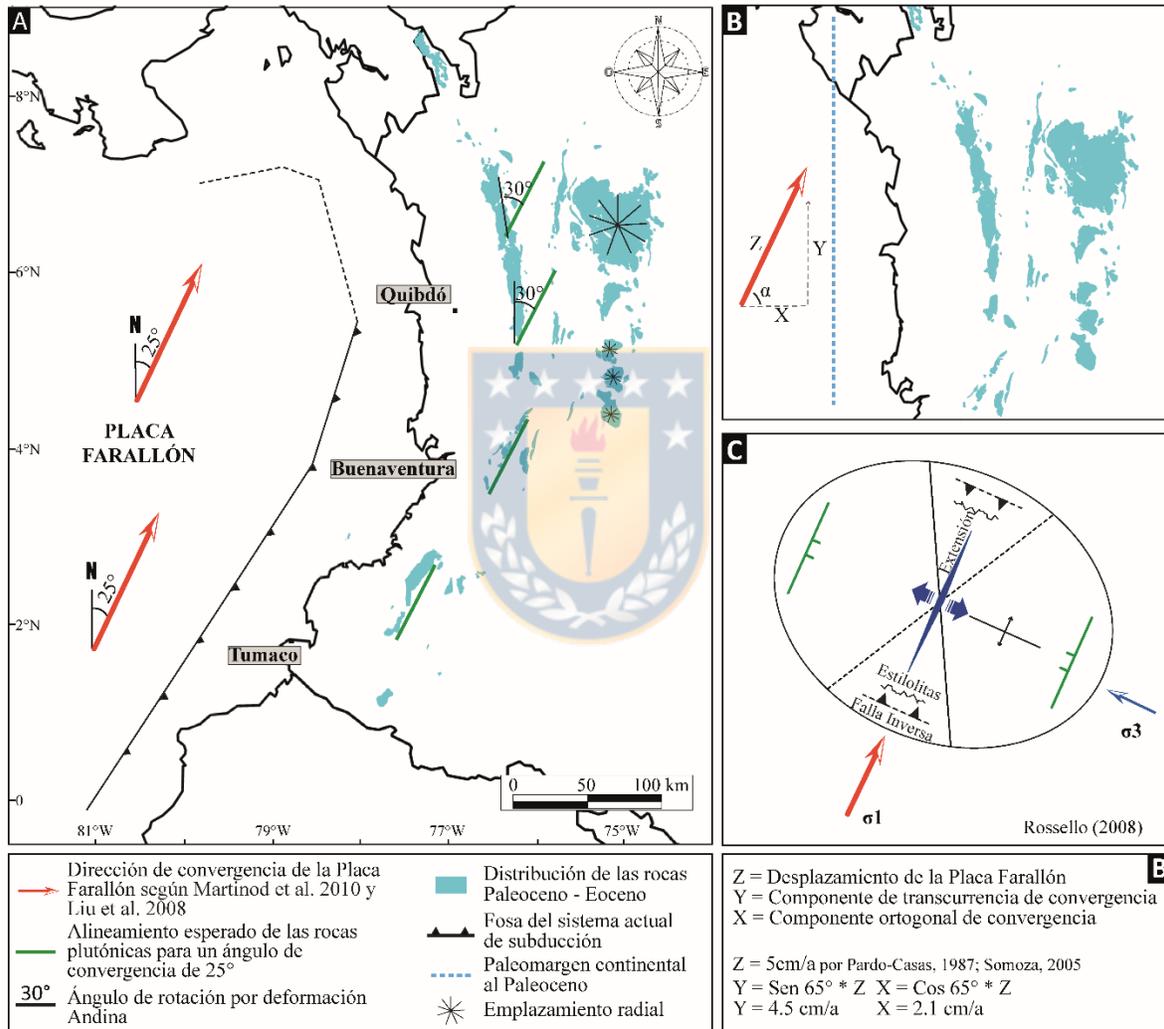
1706 En contraste, para el mismo periodo Paleoceno – Eoceno, los intrusivos
 1707 emplazados en la CC son batolitos y stock con geometrías que tienden a ser circulares
 1708 en su proyección de planta. Esas geometrías están relacionadas a sistemas
 1709 extensionales radiales, permitiendo un proceso de emplazamiento magmático con mayor
 1710 tiempo de permanencia. El emplazamiento de cuerpos intrusivos durante el Paleoceno –
 1711 Eoceno en ambas cordilleras estuvo controlado por diferencia en magnitud y orientación

1712 de las zonas de extensión. Este periodo de tiempo (60.7 – 53 Ma) está relacionado con
1713 altos volúmenes de emplazamiento magmático y a su vez, con los menores valores de
1714 velocidad de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana; en consecuencia,
1715 las bajas velocidades y la alta oblicuidad de la convergencia configuran la relación entre
1716 el desarrollo de fracturas y zonas de debilidad, y facilita el emplazamiento de los
1717 magmas.

1718 Los regímenes tectónicos transtensional-extensional pueden ser desarrollados en
1719 diferentes panoramas de interacción entre las placas tectónicas. En sistemas de
1720 subducción, es controlado principalmente por la migración negativa (alejamiento) de la
1721 trinchera con respecto a la placa subducente (*rollback* negativo) y por condiciones
1722 oblicuas de convergencia. Este proceso hace que la velocidad de subducción sea más
1723 rápida que el índice de convergencia, lo que implica una disminución en el acople entre
1724 las placas y en la presión de confinamiento, promoviendo el desarrollo de sistemas
1725 extensional-transtensional de primer orden en la placa subducene (Daly, 1989; Doglioni
1726 et al., 1999, Doglioni et al., 2006a; Dougllioni et al., 2007; Schellart, 2008a; Schellart,
1727 2008b). Otra consecuencia del roll back negativo es el aumento en el ángulo de
1728 subducción (Doglioni et al., 2006b; Schellart, 2008b), lo que induciría a una migración de
1729 la cuña astenosférica consecuentemente con su arco magmático (subplacado), hacia el
1730 borde de la placa subducente, sin embargo, el magmatismo tendría una firma
1731 principalmente de manto hidratado (Ramos, 2009).

1732 El régimen transtensivo-extensional es también generado en un borde continental
1733 (zona de transición). El magmatismo emplazado allí es favorecido por fallas normales,
1734 que posiblemente actúan como zonas permeables para el ascenso de basaltos syn-
1735 extensionales, con afinidades oceánicas (MORB-type), que puede estar acompañado
1736 por sucesiones de sedimentos oceánicos (Decarlis et al., 2018). En la cercanía límite
1737 océano-continente la generación de fallas normales profundas favorece el
1738 emplazamiento del subplacado, compuesto de rocas mantélicas principalmente, con
1739 posteriores procesos de serpentización (Whitmarsh et al., 1996; Boillot y Froitzheim,
1740 2001; Desmurs et al., 2001; Decarlis et al., 2018; Ribes et al., 2019; Chloé et al., 2019).
1741 Adicionalmente se desarrollan estructuras extensionales simétricas y asimétricas, que

1742 localmente pueden presentar componentes de transcurrancia de segundo y tercer orden
 1743 de jerarquía, y que controlan la sedimentación (Zhang et al., 2019; Osmundsen y Ebbing,
 1744 2008; Chloé et al., 2019). En el caso del borde continental colombiano durante el
 1745 Paleoceno-Eoceno, o incluso desde el Cretácico (Jaramillo et al., 2017), la interacción
 1746 de las placas Farallón y Sudamericana fue principalmente transcurrente, como se
 1747 muestra en la Figura 3.7.



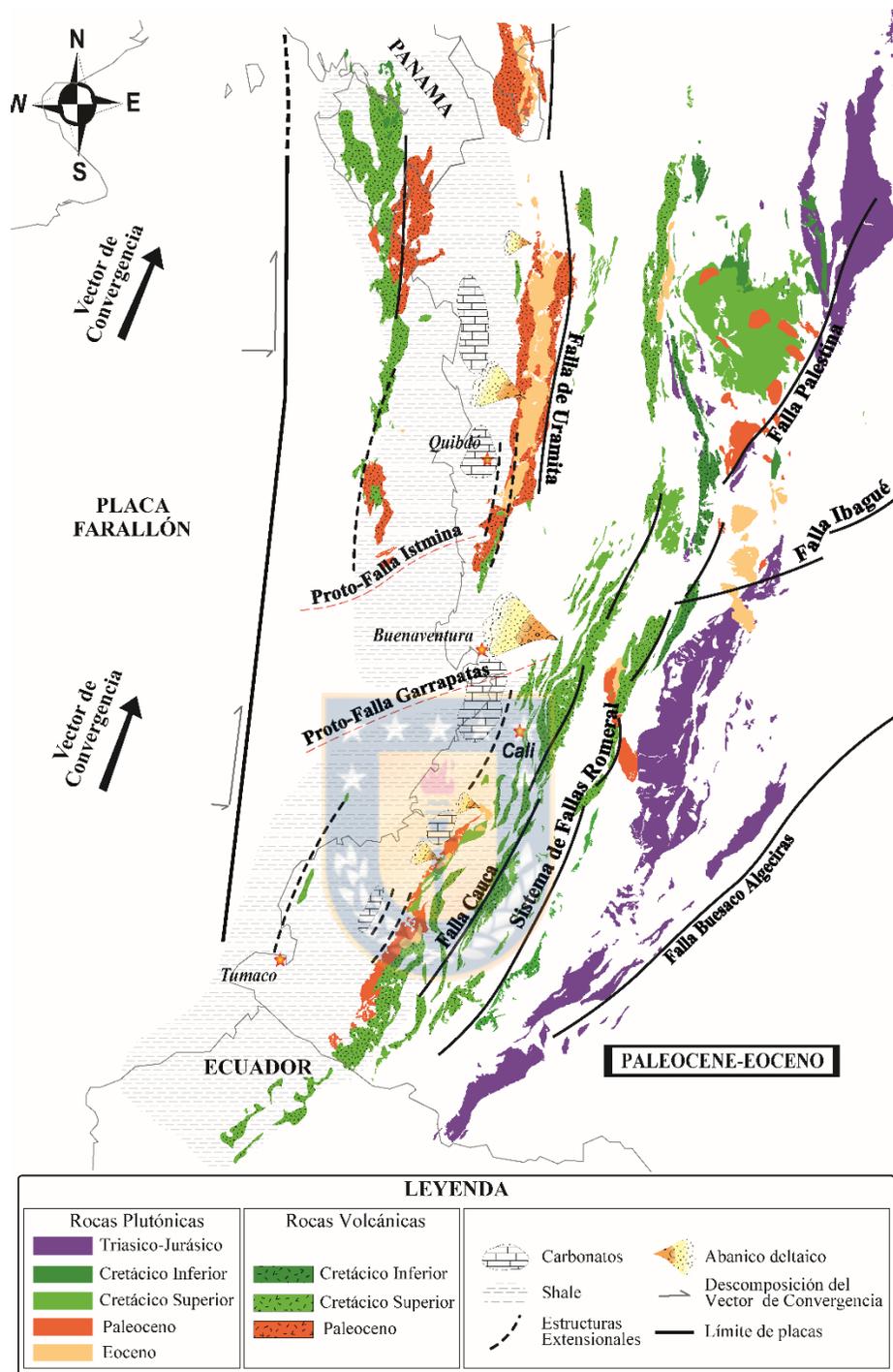
1748 *Figura 3.8. a) Disposición geométrica de las rocas plutónicas con su eje mayor en una dirección NE*
 1749 *representada por las líneas continuas de color verde. En el área norte, si se hace la corrección por la*
 1750 *rotación horaria (30°) de los cuerpos intrusivos, en su azimuth regional, el eje mayor de todos los cuerpos*
 1751 *intrusivos de este evento magmático, son paralelos a las flechas rojas. La dirección de desplazamiento de*
 1752 *la placa Farallón es simbolizada por la flecha roja, la cual es paralela a la dirección del esfuerzo compresivo*
 1753 *máximo σ_1 .* b) *Partición del vector de desplazamiento de la placa Farallón. La línea punteada denominada*
 1754 *X, representa la componente ortogonal del desplazamiento y la línea punteada denominada Y, la*
 1755 *componente transcurrente del desplazamiento. La línea azul punteada hace referencia al límite del margen*
 1756

1757 *continental en el Paleoceno. c) Elipse de deformación generada para σ_1 paralelo al vector de*
1758 *desplazamiento en dirección NE (25° de azimut) durante el Paleoceno – Eoceno. Las flechas azules*
1759 *indican la dirección del esfuerzo principal mínimo σ_3 , la línea azul continua, la dirección esperada del*
1760 *desarrollo de fracturas extensionales y tensionales en segundo orden de deformación.*

1761
1762 Un sistema de subducción oblicua con acreción de terrenos como el descrito en
1763 el marco tectónico regional habría dejado evidencias características de dicho proceso, a
1764 saber: 1. Un evento magmático Paleoceno-Eoceno en la placa subducente, con la
1765 geometría de sus ejes mayores dispuestos en una dirección perpendicular a la dirección
1766 de convergencia, que sería continuo hasta la acreción miocénica de terrenos. 2. Los
1767 límites de los terrenos acrecionados durante el Mioceno no han sido definidos y no se ha
1768 documentado la deformación generada a partir de esa acreción; así mismo, no se
1769 evidencia un prisma acrecional al oriente del bloque Panamá-Chocó. 3. No se tiene
1770 identificada la fosa del sistema de subducción que trasportó el bloque Panamá-Chocó.

1771 Considerando los problemas expuestos en el párrafo anterior, de un modelo de
1772 acreción de terrenos, en este trabajo favorecemos un modelo alternativo retomando el
1773 postulado original de Barrero (1979). En este modelo se considera un borde de margen
1774 continental fracturado en extensión-transtensión, que facilitó y controló el emplazamiento
1775 del evento magmático desde el Cretácico Tardío como lo describió Barrero (1979), hasta
1776 el Paleoceno – Eoceno como es reportado aquí (Figura 3.9).

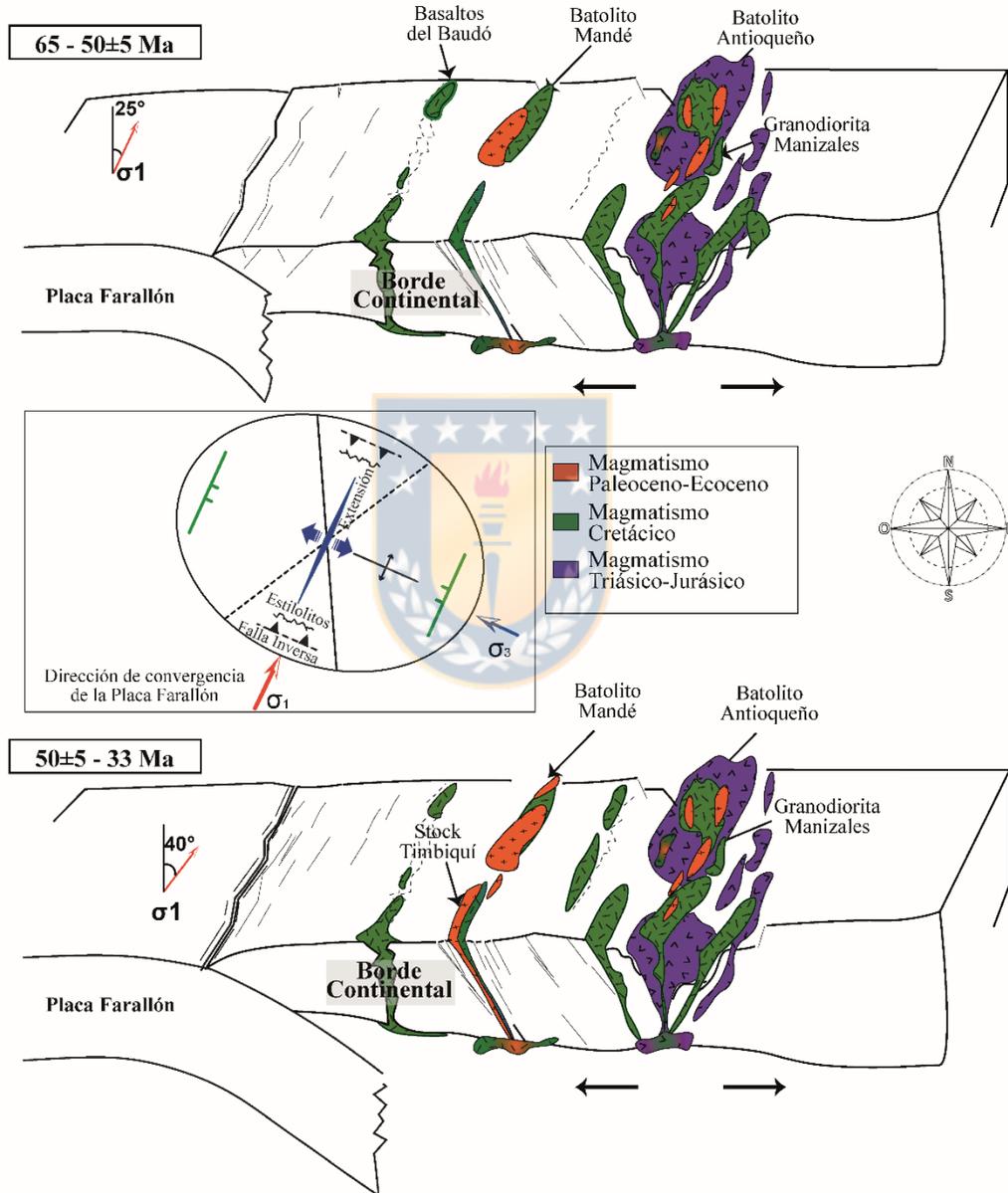
1777 Un esquema de la evolución y emplazamiento de los magmas en el occidente
1778 colombiano es presentado en la Figura 3.10, donde se muestra el desarrollado en un
1779 margen continental fracturado, previo a la evolución del sistema de subducción. Durante
1780 el lapso 60.7 – 53 Ma se considera una dirección de convergencia de 25° de azimut y
1781 una velocidad de 5 cm/año, y para el lapso 53 Ma y 44 Ma una dirección de convergencia
1782 de 40° de azimut y una velocidad de 15-20 cm/año.



1783
1784
1785
1786
1787
1788
1789
1790
1791
1792

Figura 3.9. Representación paleogeográfica del emplazamiento de los cuerpos plutónicos y volcánicos durante el Paleoceno–Eoceno. Las rocas ubicadas al norte de la Proto-Falla de Istmina y al occidente de la falla de Uramita aparecen en su posición en el Paleoceno–Eoceno. Se reconstruyó su posición a partir de la corrección por la rotación generada en la deformación andina. Obsérvese cómo los cuerpos ígneos del Cretácico Superior, principalmente volcánicos (basaltos y dacitas), y las fallas principales Romeral, Cauca y Uramita, también presentan su eje principal paralelo al vector de convergencia. Las líneas punteadas en negro representan estructuras extensionales, interpretadas en líneas sísmicas y secciones estructurales (Grajales et al., 2016). El Triásico–Jurásico está conformado por plutones de sienogranitos que varían de tonalitas y cuarzomonzonitas a cuarzomonzodioritas. El Cretácico

1793 *Inferior presenta plutones de gabro y peridotita serpentinizados, los volcánicos son basaltos y andesitas*
 1794 *intercalados con lodolitas carbonosas y arenitas (Complejo Quebradagrande). El Cretácico Superior es*
 1795 *conformado por granodioritas, tonalitas y cuarzdioritas, localmente gabros, que varía a cuarzogabros; las*
 1796 *rocas volcánicas son compuestas por basaltos toleíticos, doleritas, picritas intercaladas con tobas básicas.*
 1797 *El Paleoceno–Eoceno son tonalitas, granodioritas, cuarzdioritas y localmente gabros, las rocas*
 1798 *volcánicas son basaltos intercalados con chert, lodolitas calcáreas y arenitas calcáreas, ocasionalmente*
 1799 *calizas. Durante el Paleoceno–Eoceno la sedimentación en la plataforma está dada por secuencias*
 1800 *continuas de shale marino con desarrollo de carbonatos. Localmente, hay abanicos deltaicos progradando*
 1801 *hacia la plataforma en extensión.*
 1802



1803 *Figura 3.10. Reconstrucción esquemática de la evolución y emplazamiento de rocas plutónicas del evento*
 1804 *magmático durante el Paleoceno–Eoceno en el occidente colombiano. El gráfico superior representa el*
 1805 *emplazamiento durante los 65–50 Ma con una dirección de convergencia de 25° de azimuth y una velocidad*
 1806 *de 5 cm/a. Se muestra la elipse de deformación correspondiente al tensor de esfuerzos mayor, que*
 1807 *representa la dirección de convergencia (flecha roja). Las líneas verdes dentro de la elipse simbolizan la*
 1808

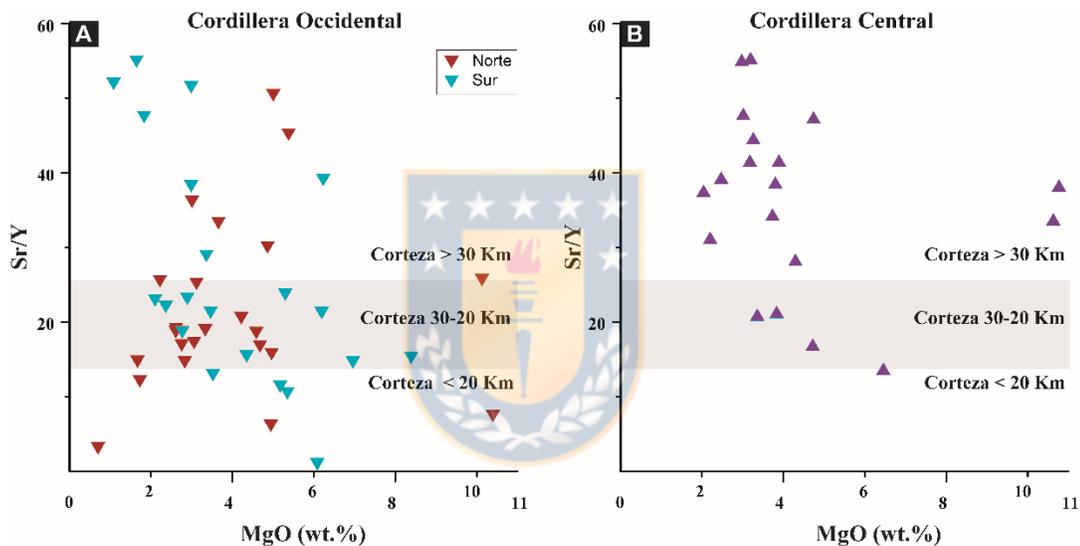
1809 *tendencia de las fracturas tensionales dentro del sistema. El gráfico inferior representa el emplazamiento*
1810 *durante 50 a 33 Ma. con una dirección de convergencia de 40° de azimut y una velocidad de 15–20 cm/a.*
1811 *Los cuerpos del evento magmático (azules), migran hacia el occidente durante este periodo.*

1812 **3.6.3 Implicaciones geoquímicas en la migración y el emplazamiento de** 1813 **intrusivos**

1814 Los parámetros físico-químicos que dominan el ascenso de los magmas son su
1815 densidad y su viscosidad. Así mismo, el mecanismo principal por el cual se genera el
1816 ascenso de magma es la propagación de fracturas, las cuales permiten una transferencia
1817 rápida de magma y el establecimiento de una red de estructuras que vuelve permeable
1818 a la corteza y que facilita el ascenso (Brown, 2004). El incremento de la densidad en los
1819 magmas es dado por la adición de FeO, MgO, TiO₂ y CaO al fundido, mientras que la
1820 adición de álcalis y volátiles produce el efecto contrario (Spera, 2000; Stolper y Walker,
1821 1980). El magmatismo que migró hacia el occidente colombiano durante el Paleoceno-
1822 Eoceno es de magmas principalmente básicos e intermedios con afinidades toleíticas,
1823 que varían progresivamente a calcoalcalinos. Comparados con los cuerpos distribuidos
1824 en la CC contienen mayores concentraciones de CaO, FeO, MgO y una menor
1825 concentración de los elementos traza (Rb, Sr, La, Zr, Ce y Ba) (Figura 3.4 y Figura 3.5).
1826 Por lo anterior, podemos inferir que los magmas de la CO tuvieron densidad
1827 relativamente alta y viscosidad baja, por eso requirieron de fracturas tensionales que
1828 facilitaron su ascenso rápido en el borde continental. Progresivamente esos magmas
1829 fueron adquiriendo afinidades calcoalcalinas (Figura 3.8 y Figura 3.9). El espesor de la
1830 corteza en la que se emplazan los magmas juega un papel muy importante. Chiaradia
1831 (2015), Chapman (2015) y Profeta et al. (2015) establecen campos en el gráfico Sr/Y vs
1832 MgO que corresponden a espesores corticales promedio (Figura 3.11). El espesor de la
1833 corteza donde se emplazó el evento magmático Paleoceno – Eoceno es inferido por las
1834 variaciones en la razón Sr/Y y la concentración de MgO de 47 muestras tomadas en
1835 intrusivos ubicadas en la CO. Las muestras presentan valores de Sr/Y que varían a lo
1836 largo de todo el eje vertical del gráfico, aunque la mayor concentración se ubica en el
1837 rango donde Chiaradia (2015) establece un espesor de corteza entre <20-30 km (Figura
1838 3.11A). Las muestras que presentan mayores valores de Sr/Y, estarían relacionadas a
1839 las fases finales de emplazamiento. En la CC, por el contrario, los análisis marcan

1840 claramente un aumento del valor Sr/Y con la disminución del MgO, lo que permite
 1841 interpretar espesores de la corteza continental mayores a 30 km (Figura 3.11B). Esos
 1842 espesores mayores son consistentes con las composiciones ácidas de series calco-
 1843 alcalinas provenientes de magmas más evolucionados y con mayor tiempo de
 1844 permanencia.

1845 Así entonces, el emplazamiento de los magmas de la CO está condicionado por
 1846 su mayor densidad y baja viscosidad, en un medio de propagación de fracturas
 1847 controladas por un régimen tectónico transtensional, desarrollado en una corteza de
 1848 borde continental con un espesor < 25-30 km.



1849 *Figura 3.11. Gráficas Sr/Y vs. MgO de 89 análisis recopilados de la CC y CO, que muestra espesores*
 1850 *promedio de la corteza según Chiaradia (2015), Chapman (2015) y Profeta et al. (2015), en la que se*
 1851 *emplazaron estos cuerpos. a) Análisis realizados en cuerpos intrusivos de la CO (57 muestras). Los*
 1852 *triángulos en celeste representan los cuerpos ubicados en el sector sur de la cordillera, como son el Stock*
 1853 *de Timbiquí, la Tonalita de Napí, Diques Dioríticos e intrusivo de Munchica. Los triángulos rojos, los*
 1854 *intrusivos ubicados al norte de la cordillera, Batolito de Mande y Batolito Acandí. b) Análisis de cuerpos*
 1855 *intrusivos ubicados a 5° N sobre la CC (32 muestras).*

1857 3.7 Evolución hacia un equilibrio dinámico del margen pacífico colombiano

1858 Como se ilustra en la Figura 3.7, entre 40 Ma y 26 Ma tuvo lugar una disminución
 1859 significativa en la velocidad de convergencia de la placa Farallón, de 20 cm/año a 5
 1860 cm/año, con un ángulo promedio de convergencia de 30° de azimut, (Pardo-Casas, 1987;
 1861 Daly, 1989; Maloney, 2013; Sdrolias and Muler, 2006; Somoza y Chidella, 2005; Martinod

1862 et al., 2010; Liu et al., 2008). El cambio en la velocidad de la placa Farallón y la
1863 disminución de la velocidad total de la placa Sudamericana reduce la velocidad de
1864 convergencia y se espera una disminución en la eficiencia del acople entre las placas. Al
1865 reducir el acople, se disminuye la carga tectónica y, en consecuencia, el orógeno reduce
1866 su tasa de levantamiento. El proceso de equilibrio de masas da lugar a un aumento
1867 relativo en la remoción por procesos gravitacionales de la masa orogénica y de la
1868 sedimentación en los sistemas cuencales intramontanos. Este proceso de relajación del
1869 esfuerzo tectónico regional se denomina en este estudio Equilibrio Dinámico, de acuerdo
1870 al principio físico de d'Alembert.

1871 En el ambiente intra-continental Andino colombiano, el equilibrio dinámico es
1872 manifestado por la discordancia progresiva del Eoceno medio/tardío a lo largo de las
1873 cuencas sedimentarias del Valle del Cauca Patía, Valle del Magdalena, Sinú San Jacinto
1874 entre otras, sumada a procesos masivos de peneplanización para los altos topográficos
1875 ubicados en el norte de Colombia relacionados a los procesos de la discordancia
1876 (Barrero, 1979; Cediél et al., 1998). Es también reportado en las cuencas de Yucatán
1877 (México), en Venezuela y el Caribe colombiano (James, 2009). Durante ese periodo, se
1878 reactivaron los piedemontes cordilleranos, promoviendo el depósito de secuencias de
1879 abanicos de las Formaciones Chimborazo y Peña Morada, seguida por la Formación
1880 Guachinte-Ferreira en la Cuenca Cauca Patía (Barrero et al., 2007; Ecopetrol, 2000),
1881 Formaciones San Cayetano y Maco en las cuencas Valle Inferior del Magdalena (VIM)
1882 (Pozo Betulia-1 y el Pozo ANH-Plato-1X) y Sinú San Jacinto (SSJ) (ANH, 2007, 2017), y
1883 para la cuenca Valle Medio del Magdalena (VMM) en las formaciones Lizama,
1884 Esmeralda, La Paz (Gómez et al., 2005).

1885 En los ambientes de plataforma continental, el equilibrio dinámico es evidenciado
1886 por la distribución de secuencias de calizas arrecifales y su variación de facies laterales,
1887 en todo el margen Atlántico y Pacífico colombiano. Los ambientes de plataformas de
1888 carbonatos predominaron durante el Eoceno medio-tardío, a lo largo de las márgenes
1889 Pacífica y Caribe de Colombia (pozos: ANH-P27; ANH-P17; ANH-Nueva Esperanza-1X;
1890 ANH-San Antero-1; ANH-La Estrella-1X) (ANH-GRP, 2014; ANH, 2017; Grajales et al.,
1891 2016), Venezuela y Yucatán (James, 2009). Estos sistemas están reportados igualmente

1892 en la Península Azuero y en el área Coiba al sur de Panamá, donde las secuencias
1893 abarcan edades desde el Eoceno temprano al Eoceno medio (Buchs et al., 2011). Al sur
1894 de Costa Rica, por las Formaciones Caliza Silíceas de Buenavista, Calizas Punta Quepos
1895 y Caliza Punta Cuevas (Baumgartner et al., 1984). Al norte de Ecuador, en la Cuenca
1896 Esmeraldas por secuencias clásticas carbonáticas de la Formación Azúcar.

1897 Durante el Oligoceno temprano es reportada una discordancia transgresiva en las
1898 cuencas intramontanas y de borde continental (Barrero et al., 2007). A partir de los 44
1899 Ma y hasta los 26 Ma, no se han reportado edades de cristalización de cuerpos
1900 intrusivos/volcánicos en el occidente colombiano, determinándose así un gap magmático
1901 de 18 millones de años. Estos dos procesos podrían estar relacionados a las fases finales
1902 del equilibrio dinámico o fases iniciales de la reactivación orogénica.

1903 La edad reportada para el siguiente evento magmático Oligoceno – Mioceno
1904 temprano es de 23 Ma y fue establecida en el Stock de Piedrancha en el sector sur de la
1905 CO, a partir de los métodos K/Ar en biotita (Álvarez et al., 1981).

1906 **3.8 Conclusiones**

1907 El emplazamiento de plutones del evento magmático Paleoceno – Eoceno en el
1908 margen Pacífica colombiana es favorecido por un régimen tectónico transtensional, el
1909 cual se desarrolló sobre una margen continental fracturada, previa a la evolución del
1910 sistema de subducción. La geometría elongada de los cuerpos plutónicos presenta su
1911 eje mayor paralelo a la dirección del esfuerzo principal σ_1 , por lo que se infiere que las
1912 fracturas y zonas de debilidad permitieron el ascenso de cuerpos intrusivos. Edades de
1913 cristalización U/Pb muestran que la provincia magmática se emplazó de 60 Ma a 53 Ma
1914 al norte de las cordilleras Central y Occidental. En la Cordillera Occidental se encuentra
1915 el Batolito de Mandé y en la Cordillera Central pulsos magmáticos del Batolito
1916 Antioqueño. A partir de los 53 Ma tuvo lugar una migración del arco magmático hacia el
1917 occidente, hasta los 44 Ma los cuerpos intrusivos más jóvenes son principalmente
1918 básicos e intermedios con afinidades toleíticas y se emplazaron rápidamente en un borde
1919 continental (corteza transicional) con un espesor < 25-30 km. La composición de los
1920 magmas cambió progresivamente a ser calcoalcalinas. La continuidad del cinturón de

1921 intrusivos en la Cordillera Occidental es documentada hasta el sur en el límite Colombia-
1922 Ecuador.

1923 La disminución significativa en la velocidad de convergencia entre los 40 ± 5 Ma y
1924 26 Ma dio lugar a un proceso denominado Equilibrio Dinámico sobre el margen pacífico
1925 colombiano. El equilibrio dinámico es reflejado en distintos ambientes sedimentarios
1926 continentales: En ambientes de plataforma continental, por una extensa sedimentación
1927 de secuencias clásticas carbonáticas de edad Eoceno Medio-Tardío a lo largo del margen
1928 Pacífica y Caribe de Colombia, Ecuador, Panamá y Costa Rica. En ambientes intra-
1929 continentales por la discordancia progresiva regional del Eoceno medio, y la
1930 peneplanización de altos topográficos al norte de Colombia, que favorecieron la
1931 exhumación de las cúpulas de los plutones, y refleja la reactivación de los piedemontes
1932 cordilleranos con progradaciones de abanicos



4 Capítulo 4: Síntesis y discusión

La integración de la información permite interpretar 3 mega secuencias en el borde occidental colombiano que representan periodos de actividad tectónica diferente durante el Cretácico tardío – Cenozoico y dan lugar a la generación de las cuencas onshore y condicionan su evolución.

4.1 Mega secuencia 1: Continuidad del margen durante el Cretácico Tardío – Eoceno medio

Durante el Cretácico Tardío-Eoceno medio la sedimentación fue continua a lo largo del margen y fue dada por secuencias volcano-sedimentarias. Hacia el norte en la subcuenca Atrato, se presenta principalmente secuencias espesas de rocas basálticas acompañadas de sedimentos marinos, y localmente tobas. El espesor de las secuencias disminuye sustancialmente hacia el centro del margen en la subcuenca San Juan, mientras que para la cuenca Tumaco, al sur, son secuencias predominantemente piroclásticas.

En el flanco oriental de las cuencas *onshore* se genera el emplazamiento magmático Paleoceno – Eoceno. Las geometrías elongadas de los cuerpos ígneos presentan una particularidad con respecto a la transferencia de deformación generada por la interacción de las placas Farallón y Sudamericana. La convergencia entre las placas transfiere un esfuerzo compresivo principal máximo (σ_1) horizontal en dirección paralela al vector de desplazamiento de la placa Farallón, lo que promovería el desarrollo de fracturas tensionales paralelas al vector de desplazamiento (NE), que pudieron controlar el emplazamiento elongado de los cuerpos de la cordillera Occidental. Así mismo, los intrusivos presentan igual composición y firmas geoquímicas similares, lo que argumentan la continuidad del magmatismo a lo largo de la cordillera Occidental.

Aunque el emplazamiento parece tener un control estructural por las fracturas tensionales, no se observa que hubiese tenido influencia en las secuencias del Cretácico Tardío-Paleoceno. Sin embargo, la geometría de las secuencias del Eoceno medio,

muestran estructuras de *onlap* hacia el oriente, indicando un alto que posiblemente esté asociado con la intrusión del Batolito de Mandé.

Trabajos recientes de análisis de procedencia y geocronología detrítica al sur de la subcuenca Atrato cerca de la sección estructural realizada (sector de Cabo Corrientes), establecen que de las secuencias Eocenas de las Formación Salaquí tienen una procedencia de la Cordillera Central de Colombia (Ariza et al., 2022). En la subcuenca San Juan el trabajo de Gallego (2017) de análisis de procedencia para la Formación Iro de edad Paleoceno-Eoceno, presentan sedimentos provenientes de la Cordillera Central.

Si bien, el margen continental ha sido caracterizado por acreciones de terrenos a partir del sistema de subducción bajo un régimen compresivo (Case et al., 1971; Meissner et al., 1976; Restrepo and Toussaint, 1988; Duque-Caro, 1990; Kerr et al., 1997; Cediél et al., 2003; Cardona et al., 2010; Villagómez et al., 2011), la integración de los resultados de este trabajo, nos permiten interpretar la continuidad del margen del pacífico colombiano desde el Cretácico Tardío. La configuración del margen no evidencia las estructuras de *nappes* (Descrochers, et al. 1993, Bruhn et al., 2004, 2012; Ricketts, 2019; Hedin et al., 2014; Bender, 2019) que se esperaría tener en un contexto de acreciones como se ha considerado para el origen de los basaltos tipo MORB el occidente colombiano. En el oriente de la CT (sección A), estos basaltos son suprayasidos por tobas que fueron establecidas por focos volcánicos cerca al continente. Aunque otros estudios han establecido que los basaltos tipo MORB pueden generarse también en un régimen extensional (Decarlis et al., 2018; Whitmarsh et al., 1996; Boillot y Froitzheim, 2001; Desmurs et al., 2001; Decarlis et al., 2018; Ribes et al., 2019; Chloé et al., 2019), donde las fallas normales favorecen el ascenso de basaltos de este tipo acompañados por sucesiones de sedimentos marinos, el margen occidental del área de estudio, no evidencia estructuras extensionales a lo largo del margen durante este periodo.

Con los datos que se tienen no es posible dar una explicación sólida en la presencia de basaltos tipo MORB de edad Cretácico Tardío en el margen del occidente colombiano. En este sentido, se sugiere realizar un estudio detallado del emplazamiento

de los basaltos tipo MORB en el occidente colombiano, así mismo, reevaluar la edad y los análisis geoquímicos.

4.2 Mega secuencia 2 Eoceno Medio-Oligoceno: Evolución hacia un equilibrio dinámico

Durante el Eoceno medio-tardío hasta el Oligoceno temprano el desarrollo de extensas plataformas clásticas-carbonáticas es evidente en todo el margen. Los montículos de calizas avanzan hacia el continente desde el Eoceno medio-tardío, asociados posiblemente con la transgresión marina. Hacia el norte, las calizas son acompañadas por flujos basálticos intercalados con secuencias conglomeráticas.

La arquitectura de la subcuenca San Juan, muestra un alto estructural en el que se depositaron secuencias de ambientes transicionales y más continentales. Desde el Cretácico Tardío hasta este periodo no se evidencia deformación a lo largo del margen.

Un gap magmático de 18 Ma es evidenciado durante este periodo. El gap magmático se presenta a partir de los 44 Ma hasta los 26 Ma, periodo en el cual no se han reportado edades de cristalización de cuerpos intrusivos/volcánicos en el occidente colombiano.

Una disminución significativa en la velocidad de convergencia de la placa Farallón es también dado durante este periodo (Daly, 1989; Maloney, 2013; Sdrolias and Muler, 2006; Somoza y Chidella, 2005; Martinod et al., 2010; Liu et al., 2008). El cambio en la velocidad de la placa Farallón y la disminución de la velocidad total de la placa Sudamericana reduce la velocidad de convergencia y se espera una disminución en la eficiencia del acople entre las placas. El trabajo de Wright et al. (2016) por el contrario identifica velocidades de convergencia hasta de 10 cm/año con una oblicuidad de 80°, sin embargo, una de las principales limitaciones de este trabajo se presenta en la placa Nazca Central debido a disponibilidad limitada de datos.

4.3 Mega secuencia 3 Post-Oligoceno: Continuidad del margen

La sedimentación desde el Oligoceno fue continua lateralmente desde la CT hasta la SCSJ al norte del sistema de fallas de Garrapatas. Los ambientes de depositación durante este periodo varían desde prodeltas y plataforma marina en las CT y SCA, hacia ambientes más continentales de ríos trenzados con ocasionales ingresos del mar, en la SCSJ.

4.3.1 Compartimentalización de la deformación en el margen

La partición de la placa Farallón dada durante los 25-23 Ma (Lonsdale, 2005), indujo a un cambio en la velocidad y dirección de convergencia en las nuevas placas formadas Coiba y Nazca. La transferencia de deformación sobre el borde continental estuvo asociado a la deformación segmentada del margen continental colombiano en diferentes estilos estructurales.

4.3.1.1 Deformación CT

Tres periodos de deformación en la CT fueron identificados:

Uno, durante el Oligoceno Tardío-Mioceno temprano. La deformación fue generada por la falla Junín de cinemática normal en vista 2D, la cual ha sido definida en superficie con una cinemática sinistral, coetánea con la intrusión del batolito de Piedrancha. En superficie, adyacente a la falla Junin, se tienen secuencias en desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno tardío en el flanco oriental de la cuenca (columna estratigráfica A y B). Las secuencias desde el Maastrichtiano hasta el Oligoceno-Mioceno temprano fueron deformadas por estructuras de *horsts*, *grabens* y fallas tipo domino al oriente de las CT y SCSJ. Esta deformación fue más intensa al occidente de la CT y parece estar más asociada a un régimen transtensional. En la SCA durante este periodo, la deformación es dada por fallas inversas en el flanco oriental del sinclinal de Atrato.

Al norte de Ecuador en límites con la CT, el trabajo de Aizprua (2021) también reporta un periodo transtensional durante el Oligoceno-Mioceno a partir de la interpretación de líneas sísmicas e integración de datos gravimétricos, establece un periodo de transtensión durante Oligoceno-Mioceno.

Dos, durante el Mioceno medio al Mioceno tardío se generó el levantamiento del alto de Remolino Grande en la CT (Figura 2.4), Reportado también por López-Ramos, (2020). Este levantamiento es coetáneo al calentamiento súbito de las secuencias del Mioceno temprano del pozo Majagua-1 y las secuencias del Eoceno del pozo Remolino Grande-1. Así mismo, coetáneo al inicio de las intrusiones en medio de la CT (Figura 2.6). En este sentido, es posible que el levantamiento del alto de Remolino Grande, esté relacionado a las intrusiones de cuerpos ígneos?.

Tres durante el Mioceno-Plioceno se evidencia un nuevo levantamiento del borde oriental de las cuencas (Cordillera Occidental). Es evidenciado por la inclinación de los *topset* de las clinofomas sigmoidales hacia el occidente y que a su vez muestran progradaciones posiblemente marcando la colmatación de la cuenca (Figura 2.5).

4.3.1.2 Deformación SCSJ

Durante el Oligoceno-Mioceno temprano, las secuencias fueron afectadas por la falla Junín de cinemática normal. En superficie esta falla es ubicada en el flanco oriental de la cuenca, pero sin una cinemática establecida. La cinemática es evidenciada por el acuñamiento hacia el oriente de las secuencias del Oligoceno-Mioceno Temprano (Figura 2.5). En superficie, adyacente a la falla, se tienen secuencias desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno tardío-Oligoceno (columna estratigráfica B), las cuales son interpretadas en profundidad de la línea sísmica SB (Figura 2.5).

Durante el Mioceno medio al Mioceno Tardío en la SCSJ posiblemente se generó una estructuración que reduce el espacio de acomodación hacia el *offshore*, como se evidencia con la disminución de los espesores de las SS5, SS6 y SS7 (Figura 2.5).

Durante el Mioceno Tardío-Plioceno se evidencia la deformación transpresional generada por la falla de Garrapatas (Figura 2.6) y la falla Istmina (Figura 2.8A). Al tratarse de fallas paralelas con la misma cinemática la deformación generó un *pop up*.

4.3.1.3 Deformación SCA

La deformación principal al sur de la SCA es dada durante Mioceno Tardío-Plioceno. En este periodo se presenta la generación del anticlinal de Baudó controlado por la falla Quebrada Bongo y generando a su vez, el sinclinal de Atrato.

Con respecto al bloque Panamá-Chocó, el cual ha sido limitado por la falla de Garrapatas al sur de la SCSJ (Cediel et al., 2003; Cardona et al., 2018; Montes et al., 2019; Barbosa-Espitia et al., 2019; Nivia, 1996; Duque-Caro, 1990), los datos aquí analizados evidencian una continuidad de las secuencias desde el Eoceno medio-tardío en ambos lados de la falla de Garrapatas (Figura 2.6), así mismo, una continuidad, geometría y geoquímica del magmatismo Paleoceno-Eoceno a lo largo de toda la cordillera Occidental. Desde otro contexto, los modelos establecidos para la acreción se basan en un punto de partida de la interpretación en las Juntas Triples (TJ, por sus siglas en inglés). Una improbable de tipo TTT para el periodo 68-45 Ma, y para el periodo 45-39 Ma, una TJ improbable TTF (de acuerdo con la clasificación de McKenzie y Morgan (1969)).

Aunque las cuencas onshore Cenozoicas han sido clasificadas como cuencas *forearc*, los resultados muestran la ausencia de un prisma acrecentivo, el cual sería uno de los factores principales en la génesis (Mannu et al., 2017; Noda, 2016). Con respecto a la génesis de las cuencas por su posición antes del arco, la CT y SCSJ no estaría dentro de esta clasificación por tener magmatismo en medio de ellas durante el Mioceno. Otro parámetro importante es la sedimentación, la cual estaría condicionada por la erosión del prisma acrecentivo. Y finalmente, las cuencas de *forearc* han sido clasificadas como cuencas frías (Allen y Allen, 2013), lo cual no es acorde con las evidencias encontradas, donde la CT presenta flujos térmicos de más de 100Mwm². En la SCA, se tienen numerosos *oil seep* que confirman temperaturas mayores a 80°C en ventana de generación de hidrocarburos.

5 Capítulo 5: Conclusiones

Durante el Maastrichtiano – Eoceno medio el borde continental estuvo regido por una plataforma marina continua a lo largo de todo el margen. La sedimentación marina estuvo acompañada por la presencia de flujos basálticos principalmente al norte del margen y rocas piroclásticas principalmente tobas al sur del margen. El magmatismo Paleoceno-Eoceno se emplaza en un régimen transtensional controlando la sedimentación de la subcuenca Atrato.

La disminución significativa en la velocidad de convergencia entre los 40 ± 5 Ma y 26 Ma, dio lugar a un proceso denominado “equilibrio dinámico” sobre el margen pacífico colombiano. En ambientes de plataforma continental, el equilibrio dinámico es manifestado por una extensa sedimentación de secuencias clásticas carbonáticas de edad Eoceno Medio-Tardío simultánea con un gap magmático de 18 Ma. En ambientes intra-continentales, es evidenciada por la peneplanización de altos topográficos, que favorecieron la exhumación de las cúpulas de los plutones, y refleja la reactivación de los piedemontes cordilleranos con progradaciones de abanicos y por una discordancia progresiva regional del Eoceno medio en las cuencas intra-montañas.

Durante el Oligoceno-Mioceno temprano, el borde continental evidencia una segmentación por diferentes procesos de deformación, que pudieron estar asociados a la partición de la placa Farallón en Nazca-Coiba. Hacia el sur y centro del margen, se da un levantamiento del borde oriental de las cuencas posiblemente asociado a la intrusión del batolito Piedrancha, que genera los espacios de acomodo de Tumaco y Sn Juan. A partir del Mioceno medio-tardío, se da un levantamiento en el borde occidental de las cuencas del sur y centro del margen, coetáneo con intrusiones en el centro de la cuenca Tumaco. En el segmento centro, la subcuenca San Juan está controlada por la evolución de los sistemas de fallas San Juan y Garrapatas con cinemática de rumbo dextral-inverso que genera un *pop up*. Hacia el norte, se genera el anticlinal del Baudó en un régimen transpresional.

6 Capítulo 6: Referencias

- 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.
- Álvarez, J., Orrego, A., Botero, G., Linares, E., 1981, *Determinación de edad K/Ar del Stock de Suaárez, Cauca: Boletín de Ciencias de la Tierra*, 5/6, 39-43.
- Alvarez, A. J., 1983, *Geología de la Cordillera Central y el occidente colombiano y petroquímica de los intrusivos granitoides mesocenoicos: Boletín Geológico, INGEOMINAS*, 26, 2, 175.
- Álvarez, E.; González, H., 1978, *Geología y geoquímica del Cuadrángulo I-7 (Urrao). INGEOMINAS, Informe 1761, Medellín, Colombia*, 1-347.
- Allen, P. A., and Allen, J. R. (2005). *Basin Analysis: Principles and Applications. Second edition, Blackwell Science*. p. 549.
- Allen, P. A., and Allen, J. R. (2013). *Basin Analysis: Principles and Applications. Third edition, Blackwell Science. Cap 2*.
- Ariza-Acero, M.M., Spikings, R., Beltrán-Triviño, A., Ulianov, A., Quad, A., 2022, *Geochronological, geochemical and isotopic characterisation of the basement of the Chocó-Panamá Block in Colombia: Lithos* 412-413, 106598.
- Aizprua, C., 2021, *Forearc crustal structure and controlling factors on basin formation across the southernmost Northern Andes: Earth Sciences. Université de Lille; Norwegian University of Science and Technology (Trondheim, Norvège). English. NNT: 2021LILUR001*.
- ANH (Agencia Nacional de Hidrocarburos), 2010, *Mapa de Anomalía de Bouguer Total de la Republica de Colombia y el Occidente de Venezuela. Bogota, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Reporte Especial, <https://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Pais/Documents/ANOMALIA_DE_BOUGUER_TOTAL_DE_LA_REPUBLICA_DE_COLOMBIA%202010.pdf>*
- ANH (Agencia Nacional de Hidrocarburos), 2010b, *Programa sísmico Chocó-Buenaventura 2D 2006 Subcuenca del río San Juan Colombia: Interpretacion Geológica de información Geofísica, Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Reporte Especial, <https://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Tesis/Sismica_Choco_Buenaventura_2D_2006_2010_1.pdf>*
- ANH (Agencia Nacional de Hidrocarburos), 2010c, *Geology and Hydrocarbon potential, Atrato and San Juan Basins, Chocó (Panamá) Arc, Colombia. Tumaco Basin (Pacific Realm) Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Reporte Especial, <https://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Estudios-Integrados-y-Modelamientos/GEOLOGYANGEOLGYANDHYDROCARBONPOTENTIALCHOCOANDTUM/li_bro_eafit.pdf>*
- ANH (Agencia Nacional de Hidrocarburos), 2017, *Brochure Técnico. Procedimiento competitivo Sinú - San Jacinto: Bogota, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Informe Especial, 109 PP. <https://www.anh.gov.co/Asignacion-de-areas/San-Jacinto/Documentos%20compartidos/Terminos%20Referencia%20Procedimiento%20Sinu%20San%20Jacinto%202017.pdf>*
- ANH-GRP (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Geología Regional y Prospección), 2014, *Cartografía geológica a escala 1:100.000 de las planchas 298, 299, 318, 319, 320, 342 y 363 localizadas en las Cuencas Tumaco y Cauca-Patía, la Cordillera Occidental, así como el levantamiento de columnas estratigráficas y muestreo litológico: Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de*

ANH-GRP (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Geología Regional y Prospección), 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, Publicación Especial, contrato No. 84 de 2010.

<http://recordcenter.sgc.gov.co/B13/23008010024579/documento/pdf/2105245791101000.pdf>

ANH-UCALDAS (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad de Caldas), 2010, Proyecto de cartografía geológica a escala 1:100.000, cuenca Tumaco onshore. Revisión de las muestras de zanja húmeda (análisis textural y composicional) de los pozos Remolinogrande-1, Majagua-1 y muestras de zanja seca del pozo Chagüi-1 y compilación de la información bibliográfica disponible. Manizales, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Reporte Especial

ANH-UCALDAS (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad de Caldas), 2011, Estudio integrado de los núcleos y registros obtenidos de los pozos someros (slim holes) perforados por la ANH: Manizales, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Publicación Especial, 73 pp. <(PDF) Estudio integrado de los núcleos y registros obtenidos de los pozos someros tipo "slim holes" en la Cuenca Sinú-TOMO 1 | Hermann Bermúdez - Academia.edu>

ANH-UCALDAS (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad de Caldas), 2011b, Cartografía Geológica a escala 1:100.000, Cuenca Tumaco Onshore: 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. Contrato 092 de 2009, Manizales, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Reporte Especial.

ANH-DUNIA (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Dunia Consulting), 2006, Cartografía geológica en el área de la subcuenca Atrato-San Juan, departamento del Chocó, Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Reporte Especial, <<http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Tesis/CARTOGRAF%C3%8DA%20GEOL%C3%93GICA%20SUBCUENCA%20ATRATO%202005.pdf>>

ANH-GEOESTUDIOS (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Goestudios), 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). Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Reporte Especial, contrato No 2071464, 1-142, <<http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Tesis/ESTRATIGRAFIA,%20PETROGRAFIA,%20PETROFISICA,%20BIOESTRATIGRAFIA%20Y%20GEOQUIMICA%20CAUCA-PATIA%202008.pdf>>

ANH-EAFIT (Agencia Nacional de Hidrocarburos, Universidad 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, Reporte Especial, <<https://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Tesis/GEOLOGIA,%20GEOFISICA%20Y%20GEOQUIMICA%20CHOCO%202008.pdf>>

Anells, R.; Forero, O., Rodriguez, R., 1988, Geology and gold potential of the Timbiquí and Napi river basins, Cauca Department, Colombia: INGEOMINAS, Bogotá, Colombia, Technical Report WC/88/45

- Aspden, J., McCourt, J., Brook, M., 1987, Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia: London, *Journal of the Geological Society, London*, 144, 893-905.
- Aspden, J.A., Litherland, M., 1992, The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador: *Tectonophysics* 205, 187 – 204.
- Aydin, A., Nur, A., 1985, The types and role of stepovers in strike-slip tectonics: *The society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. doi.org/10.2110/pec.85.37.0035
- Badley, M., 1987, *Practical Seismic Interpretation: United States*, 1-279, Chapter 4.
- Barbosa-Espitia, A., Kamenov, G.D., Foster, D.A, Restrepo-Moreno, S. and Pardo-Trujillo, A., 2019, Contemporaneous Paleogene arc-magmatism within continental and accreted oceanic arc complexes in the northwestern Andes and Panama: *Lithos*, 348-349.
- Barrero, D., 1979, Geology of the Central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicaciones Geológicas especiales del INGEOMINAS*, 4, 1-75.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, A., Martínez, J., 2007, Colombian Sedimentary Basin: nomenclature, boundaries and petroleum geology, a new proposal: Bogotá, Colombia, Agencia Nacional de Hidrocarburos, *Publicación especial*, 1-92, <http://www.anh.gov.co/Informacion-Geologica-y-Geofisica/Cuencas-sedimentarias/Documents/colombian_sedimentary_basins.pdf>
- Bedoya, G., Cediel, F., Restrepo-Correa, I, Cuartas, C., Montenegro, G., Marin-Ceron, M.I., Mojica, J. y 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.
- Baumgartner, P. O., Mora, C. M., Butterlin, J., Sigal, J., Glacon, G., Azéma, J., Bourgois, J., 1984, Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral Pacífico de Costa Rica: *Revista Geológica América Central*, 1, 57-136.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ibañez, M., 2012, Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau-continent convergence: *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332, 97-111.
- Biddle, K.T, Christie-Blick, N., 1985, *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication is an outgrowth of a Research Symposium held at the 1984 joint meeting of SEPM and AAPG in San Antonio, Texas.
- Boillot, G. and 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.
- 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*, 139, 75-92.
- Boschman, L., Hinsbergen, D., Torsvik, T., Spakman, W., y Pindell, J., 2014, Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic: *Earth-Science Reviews*, 138, 108-136.
- Bruhn, R. L. Pavlis, T. L., Plafker, G. and Serpa, L., 2004, Deformation during terrane accretion in the Saint Elias orogen, Alaska: *Geological Society of America*, 116, 7/8, 771-787
- Bruhn, R. L., Sauber, J., Cotton, M. M., Pavlis, T. L, Burgess, E., Ruppert, N. and 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.

- Brown, M., 2004, *The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens: Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 95, 35-48.
- Buchs, D., Baumgartner, P., Baumgartner, C., Flores, K., Bandini, A., 2011, *Upper Cretaceous to Miocene tectonostratigraphy of the Azuero area (Panamá) and the discontinuous accretion and subduction erosion along the Middle American margin: Tectonophysics*, 512, 31-46.
- Bustamante, C., Cardona, A., Archanjo, C., Bayona, G., Lara, M., y Valencia, V., 2016, *Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism: Lithos*, 277, 199-209.
- Cardona, A., León, S., Jaramillo, J.S., Montes, C., Valencia, V., Vanegas, J., Bustamante, 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
- 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*, en Gómez, J., Pinilla-Pachon, A.O. (eds), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic: Bogotá, Colombia, Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales* 36, 39 pp. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.10>
- Carlson, R., Raskin, G., 1984. *Density of the ocean crust. Nature* 311, 555-558. <https://doi.org/10.1038/311555a0>.
- Caro, M. and Spatt, D., 2003. *Tectonic evolution of the San Jacinto Fold Belt, NW Colombia. FRP Research Report*, 8, 23.
- Carvajal C, L. C. and Carvajal A, L.C., 2010, *Geological and geophysical evaluation of a multiclient 2D seismic of los Cayos area in the northern Caribbean of Colombia: Petroleum Geo-Services (PGS). Memorial Drive 15150, Houston, TX, USA.*
- Case, J.E., Duran, L.G., Lopez, A., and Moore, W. 1971. *Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. Geological Society of America Bulletin*, 82(10): 2685-2712.
- Cediel, F., Barrero, D., Cáceres, C., 1998, *Seismic expression of structural styles in the basins of Colombia in six volumes: London, prepared by Geotec for Ecopetrol, Robertson Research*, 89 pp.
- Cediel, F., Shaw, R., Cáceres, C., 2003, *Tectonic assembly of the Northern Andean Block*, en C. Bartolini, Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Memoir*, 79, 815-848.
- Cerón, J.F., Kellog, J. and Ojeda, G., 2007. *Basament configuration of the northwestern South America-Caribbean margin from recent geophysical data. C&F-Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3, 25-49. <https://www.scienceopen.com/document?vid=2537eda2-96b7-4048-9183-cff90a7c4194>
- Cochrane, R., 2013, *U/Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents: Ginebra, Suiza, Université de Genève, tesis de doctorado*, 191 pp. DOI:10.13097/archive-ouverte/unige:30029.
- Cossio, U., 1994, *Mapa geológico generalizado del departamento del Chocó, escala 1:600.000, Memoria Explicativa: INGEOMINAS, Bogotá.*
- Chapman, M., 2015, *Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: An Earth scale perspective. Scientific Reports: Petrology Geochemistry*, 5, 8115.

- Chiaradia, M., 2015, *Crustal thickness control on Sr/Y signatures of recent arc magmas: an earth scale perspective: Scientific Reports*, doi:10.1038/srep08115
- Chloé, N., Sylvie, L., Khaled, K. y Abdulhakim, A., 2017, *Tectono-sedimentary evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate passive margins: narrowness an asymmetry in oblique rifting context: Tectonophysics*, 721, 322-348, doi:10.1016/j.tecto.2017.09.024.
- Chopra, S., & Marfurt, K. J. (2007). *Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. Society of Exploration Geophysicists and European Association of Geoscientists and Engineers.*
- Christensen, N., Mooney, W., 1995. *Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. J. Geophys. Res.* 100, 9761–9788.
- Daly, M., 1989, *Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador: Tectonics*, 8(4), 769-790.
- Debari, S. M. and Sleep, N. H., 1991, *High-Mg, low-Al bulk composition of the Talkeetna island arc, Alaska: Implications for primarymagmas and the nature of arc crust, Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 37–47.
- Decarlis, A., Gillard, M., Tribuzio, R., Epin, M.E. y Manarschal, G., 2018, *Breaking up continents at magma-poor rifted margins: a seismic vs. outcrop perspective: Journal of the Geological Society.* 175, 6, 875-882, doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2018-041>.
- Desmurs, L., Manatschal, G. y Berdoulli, D., 2001, *The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland: Geological Society, London, Special Publications*, 187, 235-266.
- Desrpchers, J.P., Hubert, C., Ludden, J., Pilote, P., 1993, *Acretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt, Canada: Geology*, 21, 451-454.
- Dickinson W.R. and Seely, D.R., 1979, *Structure and Stratigraphy of Forearc Regions: The American association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 1, 2-31.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongeli, F., Paccerrillo, A. y Piromallo, C., 1999, *Orogens and slabs vs. their direction of subduction: Earth Science Reviews*, 45, 167-208.
- Doglioni, C, Cuffaro, M y Carminati, E., 2006a, *What moves Slabs?: Nollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 47 (3), 227-247.
- Doglioni, C., Carminati, E. y Cuffaro, M., 2006b, *Simple Kinematics of Subduction Zones. International Geology Review*, 48, 479-496.
- Doglioni, C., Carminati, E., Cuffaro, M. y Scrocca, D. 2007, *Subduction Kinematics and dynamic constraints. Earth - Science Reviews*, 83, 125-175.
- Dueñas, H. and Navarrete, R., 2000, *Edad de la Formación Vije en el Pozo V3A, Oligoceno del piedemonte oriental de la Cordillera Occidental, Departamento del Valle del Cauca, Colombia: Geología Colombiana*, 25.
- Duque-Caro, H., 1989, *El Arco de Dabeiba: Nuevas aportaciones al conocimiento del noroccidente de la Cordillera Occidental. V Congreso Colombiano de geología, Memorias, Tomo 1, p. 108-126. Bucaramanga.*
- Duque-Caro, H., 1990, *The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications: Journal of South American Earth Sciences*, 3, 71-84.

- Duque-Caro, H., 1990a, *Neogene Stratigraphy, Paleoceanography and Paleobiogeography in NW South America and Evolution of Panama Seaway*. *Palaeogeography, palaeoclimatology, and Palaeoecology*: Elsevier Science Publishers, 77, 203-234, Amsterdam.
- Echeverri, S., Cardona, A., Pardo, A., Borrero, C., Rosero, S., López, S., 2015, *Correlación y geocronología Ar-Ar del basamento Cretácico y el relleno sedimentario Eoceno superior – Mioceno (Aquitaniense inferior) de la cuenca de antearco de Tumaco, SW de Colombia*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (2), 179-189.
- Ecopetrol, 2000, *Potencial Generador del Pacífico colombiano – Cuenca San Juan*. *Biocronología y paleoambientes*: Gerencia de Estudios Regionales Ecopetrol. Piedecuenta, Santander, Colombia. Internal report, 1-150.
- Echevarría, L. M., 1980, *Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: Field relations and geochemistry*: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 253– 266.
- 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): Formación Cascajal, propuesta de redefinición litoestratigráfica*: *Boletín de Geología*, 38, 4, 43-60.
- Estrada, J., 1995, *Paleomagnetism and accretion events in the northern Andes*: Binghamton, State University of New York, USA, tesis de doctorado, 1-172 pp.
- Etayo-Serna, F., Barrero, D., Duque-Caro, H., y otros 1983, *Mapa de Terrenos geológicos de Colombia: Bogotá, Colombia, INGEOMINAS, Publicación especial, 14, 1-235*.
- Etayo, 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*, Bogotá, Colombia, 5, 3-12.
- 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1982.010.01.12>
- Feininger, T., Bristow, C.R., 1980, *Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador*: *Geologische Rundschau*, 69, 849 – 874. <https://doi.org/10.1007/BF02104650>
- Feininger, T. 1987, *Allochthonous terrenes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru*: *Canadian Journal Earth Science*, 24, 266-278.
- Flores, J-A., Mejía-Molina, A., Buitrago, M., Pardo, A., Sierro, F., Borrero, C., Ochoa, D., Osorio, J., Ruíz, E., Alvarán, M., Fómez, C., López, S. and Carolynna, A., 2012, *11th Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, European Association of Geoscientists & Engineers, 330-00114. doi:<https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.330.132>
- Gallego, 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*: Manizales, Colombia, Universidad de Caldas, tesis Magister, 1-97.
- Gansser, A., 1950, *Geological and Petrological notes on Gorgona Island in relation to North-Western South America*: *Schweizerische Mineralogische und Petrographische*, 30, 219-297.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty K., Kelley, S., 2005, *Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes*: *Geological Society of America Bulletin*, 117(5-6), 547-569.
- Goossens, P. J.; Rose W. I.; Flores, D. 1977, *Geochemistry of tholeiites of the Basic Igneous Complex of northwestern South America*: *Geological Society Bulletin*, 88, 1711-1720.

- Grajales, J.A, Tassara , A., Osorio, J., Ardila , L., Pardo, A., 2016, Nuevas evidencias de un sistema petrolífero activo en la marcen Pacífica Colombiana, en XII Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las cuencas subandinas: Bogotá, Colombia, Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo (ACGGP), 5.
- 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.
- Greene, A. R., DeBari, S. M., Kelemen, P., Blusztajn, J., and Cliff, P. D., 2006, A Detailed Geochemical Study of Island Arc Crust: the Talkeetna Arc Section, South-Central Alaska, *J. Petrol.*, 47, 1051–1093
- Grösser, J.R., 1989, Geotectonic evolution of the Western Cordillera of Colombia: New aspects from geochemical data on volcanic rocks: *Journal of South American Earth Sciences*, 2(4), 359-369.
- Haffer, H., 1967, On the Geology of de Urabá and northern Chocó regions NW-Colombia, Bogotá, Colombia: Colombian Petroleum Company. Internal report ISM431 809.
- 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
- Hincapié-Gómez, S., Cardona, A., Jiménez, G., Monsalve, G., Ramírez, L., Bayona, G., 2018. Paleomagnetic and gravimetric reconnaissance of Cretaceous volcanic rocks from the Western Colombian Andes: paleogeographic connections with the Caribbean Plate. *Stud. Geophys. Geod.* 62, 485–511.
- Horton, B.K., 2018, Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction: *Tectonics*, 37, 402-429.
- Hughes, G.W.; Marshall, P.R.; Morley, R.J.; Owen, B.; Richards, F. Varol, O. 1988, The Biostratigraphy, paleoenvironments and petroleum geochemistry of the Buchado-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 well: Ecopetrol, Report No. 3792. Bogotá. Colombia.
- Hughes, R. A. and Pilatasig, F.L., 2002, Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador: *Tectonophysics*, 345, 29-48.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 1979, Evaluación del prospecto de cobre y molibdeno en las cabeceras del río Muerto, municipio de Acandí, departamento del Chocó, INGEOMINAS: Colombia, Informe Especial 1799, 99 1-211.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 1999, Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Batolito de Mandé, Cordillera Occidental, Departamento de Antioquia, Chocó y Risaralda: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 1999, Cuadrángulo N-6 Popayán planchas 320 Buenos Aires – 321 Santander de Quilichao (Calotó) – 342 Popayán (Piendamó). Memoria Explicativa, Cali, Colombia.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 1999b, Geología de la plancha 204, Pueblo Rico, escala 1:100.000. Memoria explicativa, Bogotá, Colombia.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2002, Investigación Integrada del Andén Pacífico Colombiano. Tomo 1: Convenio Interadministrativo No. 388-2001 numeración IGAC y 007-2001 numeración INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.

- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2002a, Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Granodiorita de Manizalles, Cordillera Central, Colombia: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2002b, Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. PaleocenoEoceno, Batolito de Bandé: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2002c, Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Cuarzodiorita de Mistrató: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2002d, Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Gabro de Anserma. Cordillera Occidental: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2002e, Catalogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia. Batolito de Sonsón: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2003, Geología de las planchas 240 Pichimá, 241 Cucurupí, 259 Malagueta y 260 Aguas Claras. Departamento de Chocó y Valle del Cauca escala 1:200.000. Memoria Explicativa, Bogotá, Colombia, 1-104.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2003b, Geología de las planchas 127 Cupica, 128 río Murri, 143 Bahía Solano y 144 Tagachí. Escala 1:100.000. Memoria explicativa, Bogotá, Colombia.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2010a, Geología de las Planchas 58 Capurganá, 68 Acandí y 79 Bis., Cerro Tagarí: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras), 2010b, Geoquímica, geocronología de las unidades litológicas asociadas al sistema de Fallas Cauca-Romeral, sector centro-sur. Tomo I. Proyecto Cordillera Occidental: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.
- Ingersoll, R. V., 2012, Tectonics of Sedimentary Basins, with Revised Nomenclature, in Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, p. 1–43.
- Ingersoll, R. V., 1988, Tectonics of Sedimentary Basins: Tectonics of sedimentary basin, 100, 1704-1719.
- James, k. H.; Lorente, M.A. & Pindell, J. L. (eds) 2009. The Origin and Evolution of the Caribbean Plate: Geological Society, London, Special Publications, 328, 77–125. The Geological Society of London DOI: 10.1144/SP328.3 0305
- James, k. H.; Lorente, M.A. & Pindell, J. L. (eds) 2009a. In situ origin of the Caribbean: Discusión of data: Geological Society, London, Special Publications, 328, 77–125. The Geological Society of London DOI: 10.1144/SP328.3 0305
- 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: 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America; Cuadernos del Museo Geominero, Instituto Geológico y Minero de España, 8, 8, 229-234.
- Janousek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006, Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit), Journal of Petrology, 47, 1255-1259.
- Jaramillo, J., Cardona, A., León, S., Valencia, V., Vinasco, C., 2017, Geochemistry and geochronology from Cretaceous magmatic and sedimentary rocks at 6°35'N, western flank of the Central

- Cordillera (Colombian Andes): Magmatic record of arc growth and collision: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 460-481.
- Kennan, L. and Pindell, J., 2009, Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. *The geology and evolution of the region between North and South America: Geological Society of London, Special Publication*, 1-58. doi:10.1029/2009TC002541
- Keen, C.E., Stockmal, G.S., Welsink, H., Quinlan, G. and Mudford, B., 1987, Deep crustal structure and evolution of the rifted margin northeast of Newfoundland. *Results from Lithoprobe East: Canadian Journal of Earth Sciences*, 24, 1537–1550.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., and Pilatasig L., F., 2002, The nature and provenience of accreted oceanic terranes in Western Ecuador: geochemical and tectonic constrains: *Journal of the Geological Society, London*, 159, 577 – 594.
- Kerr, A., 2003. Oceanic Plateaus. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp. 537–565.
- Kerr, A.C., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirlwall, M.F., and Sinton, C.W. 1997, Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38(6): 667-702.
- Latina INC., Compañía Petrolera, 1988, Chocó-Pacific Basin: Geologic section S-N Atrato sub-Basin and San Juan – Tumaco sub-basin: Centro de documentación, Informe geológico 2390 ISN: 13188.
- Leal Mejía, H., 2011, Phanerozoic gold metallogeny in the colombian Andes: A tectono/magmatic approach: Barcelona, España, Universidad de Barcelona, tesis doctoral, 1-1000.
- Lissina, B., 2005, A Profile through the Central American Landbridge in Western Panama: 115 Ma Interplay between the Galápagos Hotspot and the Central American Subduction Zone: Kiel, Germany, Christian-Albrechts Universität, tesis doctoral, 102..
- Liu, L., Spasojevic, S., Gurnis, M., 2008, Reconstructing Farallon Plate Subduction Beneath North America Back to the Late Cretaceous: *Science*, 322, 934-938.
- López, A., Sierra, G., Ramírez, D., 2006, Vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas: *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 16, 1-42. ISSN 0120 3630, <<http://www.scielo.org.co/pdf/bcdt/n19/n19a02.pdf>>.
- López, E., 2009, Evolution tectono-stratigraphique do double bassin avant - arc de la marge convergente Sud Colombienne - Nord Equatorienne pendant le Cénozoïque: Niza, Francia, Université Nice Sophia Antipolis, PhD Thesis, 1-346.
- López-Ramos, E., 2020, Origin of a double forearc basin: The example of the Tumaco – Manglares basin, northwestern southamerica: *CT&F-Ciencia, Tecnología y Futuro*, 10, 1, 67-92. DOI: 10.29047/01225383.161
- Lonsdale, P., 2005, Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate: *Tectonophysics*, 404, 237-264.
- 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 fossil evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 400-414.
- Maloney, K.T., Clarke, G. L., Klepeis, K.A. y Quevedo, L. 2013, The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*, 32, 1-7.

- Maggi, A., Jackson, J. A., Mckenzie, D., & Priestley, K., 2000, *Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere: Geology* 28, 495-498.
- Mannu, U., K. Ueda, S. D. Willett, T. V. Verrya and M. Strasser, 2017, *Stratigraphic signatures of forearc basin formation mechanisms: Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18. doi:10.1002/2017GC006810.
- Marcaillou, B. and Collot, J.Y., 2008, *Chronostratigraphy and tectonic deformation of the Nort Ecuadorian-South Colombian offshore Manglares forearc basin: Marine Geology*, 255, 30-44.
- Macia, C. 1985, *Características petrográficas y geoquímicas de rocas basálticas de la Península de Cabo Corrientes (Serranía de Baudó), Colombia: Geología Colombiana*, 14, 25-38.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., y Espurt, N., 2010, *Horizontal subduction zones, convergence velocity and the bulding of the Andes: Earth y Planetary Science Letters*, 299, 299-309.
- McCourt, W., Aspden J. A. y Brook, M., 1984, *New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion: Journal of the Geological Society*, 141, 831-845. doi: 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 en Geología, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá: 114 p.*
- Mégard, F., 1984, *The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru: Journal of the Geological Society*, 141, 893-900.
- Meissner, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F., and Berg, E., 1976, *Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. Tectonophysics*, 35(1-3): 115-136.
- Millward, D., Marriner, G.F., Saunders, A.D., 1984, *Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia: Geological Society London*, 141, 847-860.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., 1977, *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. AAPG Mem.* 26, 117-135.
- Meschede, M., and Frisch, W. 1998. *A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. Tectonophysics*, 296 (3-4): 269-291.
- Montes, C., Bayona, G., Cardona, A., Buchs, D., Silva, C., Morón, S.E., Hoyos, N., Ramírez, D.A., Jaramillo, C., Valencia, V., 2012, *Arc-Continent Collision and Orocline Formation: closing of the central American Seaway: Journal of Geophysical Research*, 117, B04105.
- 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.org/10.1016/j.earscirev.2019.102903.
- Moreno-Sánchez, M., Pardo, A., 2003. *Stratigraphical and sedimentological constraints on Western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate. In: Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics. AAPG Mem.* 79, pp. 891-924.
- 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-Alemán. Proyecto Condoto, Fase 1, informe INGEOMINAS, Medellín, Colombia, 304.*

- Noriega-Londoño, S., Restrepo-Moreno, S.A, Vinasco, C., Bermúdez, M.A., Min, K., 2019, *Thermochronologic and geomorphometric constraints on the Cenozoic landscape evolution of the Northern Andes: Northwestern Central Cordillera, Colombia: Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2019.106890.
- Núñez, A., 1981, *Plutonismo terciario afectando el Batolito de Ibagué*, en III Congreso Colombiano de Geología: Medellín, Colombia, Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGENOMINAS), Libro de resúmenes, 40 pp.
- Nanda, N.C., 2016, *Seismic Data Interpretation and Evaluation for Hydrocarbon Exploration and Production: Petroleum Geophysicist*, Cuttack, Odisha, India. DOI 10.1007/978-3-319-26491-2.
- Nelson, H, 1962, *Contribución al conocimiento de la Cordillera Occidental, sección carretera Cali-Buenaventura: Boletín Geológico*, Bogotá, Colombia, X, (1-3), 81-108.
- Nivia, A., 1996, *El Complejo Estructural Dagua, Registro de deformación de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental: Un prisma acrecionario: VII Congreso Colombiano de Geología*, Cali, Colombia, 3, 54 – 67.
- Nivia, A., 1989, *El Terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica: V Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia. *Memorias I*, 1-30.
- Nivia, A., Galvis, N., Amaya, M. 1997, *Geología de la Plancha 242 Zarzal: INGEOMINAS*, I-2194, Bogotá, 73.
- Noda Atsushi, 2016, *Forearc basins: Types, Geometries, and relationships to subduction zone dynamics: Geological Society of America Bulletin*. doi:10.1130/B31345.1
- Nygren, W., 1950, *The Bolivar Geosyncline of northwestern South America: American association of Petroleum Geologists*, 34, 10, 1998-2006.
- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., 2007, *Magmatismo asociado a subducción del Jurásico a Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (18°30'-24°S): geoquímica y patogénesis: Revista geológica de Chile*, 34, 2, 209-232.
- Osmundsen, P.T., Ebbing, J., 2008, *Styles of extension offshore mid-Norway and implications for mechanisms of crustal thinning at passive margins: Tectonics*, 27, 1-25, doi:10.1029/2007TC002242.
- Orrego, A., 1975, *Geología y Ocurrencia minerales de la parte oeste del Cuadrángulo N-6 Popayán: Informe 1690, INGEOMINAS*, Bogotá.
- Orrego, A. and Paris, G., 1991, *Cuadrángulo N-6, Popayán: Geología, Geoquímica y Ocurrencias minerales: Informe 2160, INGEOMINAS*, Bogotá.
- Ordóñez-Carmona, O., Restrepo, J.J., de Brito, R.S.C., Martens, U., Rodrigues, J.B., 2011. *The late Paleocene age of the Santa Bárbara Batholith (Valle, Colombia) and its implications on the evolution of the Arquía Complex*, en XIV Congreso Latinoamericano de Geología – XIII Congreso Colombiano de Geología: Medellín, Colombia, *Geología Colombiana, Memorias*, 109.
- 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.
- Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sánchez, M. y Gómez-Cruz, A., 2002, *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. y Gómez-Cruz, A., 2002a, *Estratigrafía y análisis facial del Cretácico 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): In: Gómez, J. & Mateus-Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene-Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, p. 215-247. Bogotá. <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. A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World: Science for a Changing World, Denver, Colorado, USA.*
- Parra, E., 1983, *Geología y geoquímica de la Plancha 223 El Cairo, Valle. INGEOMINAS, Informe 1914, Medellín, Colombia, 1-150.*
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, *Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81. doi:10.1007/BF00384745.*
- Petrobras, 2002, *Regional evaluation analysis. Central Pacific Project (Offshore – Onshore portion). Reporte Especial. Empresa Colombiana de Petróleos. Bogotá, Colombia.*
- Peñaloza E.D., Sánchez N., 2006, *Patronamiento bioestratigráfico con base en foraminíferos planctónicos en el intervalo 2110' – 5620' del pozo Remolino Grande-1, subcuena Tumaco, Pacífico Colombiano: Bucaramanga, Colombia, Universidad Industrial de Santander, Tesis, 1-99.*
- Pindell, J. L., 1993, *Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Gulf Coast Section: Society for Sedimentary Geology (SEPM), 13th Annual Research Conference Proceedings, 251 – 274.*
- Pindell, J.L y Barrett, S.F., 1991. *Geological Evolution of the Caribbean region; A Plate - Tectonic Perspective. The Geology of North America. Vol. H. The Caribbean Region. The Geological Society of America. pp. 405 - 432.*
- Pindell, J. L., S. C. Cande, W. C. Pitman III, D. B. Rowley, J. F. Dewey, J. LaBrecque; W. Haxby, 1988, *Platekinematic framework for models of Caribbean evolution: Tectonophysics, 155, 121 –138.*
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.-P., 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, en Ave Lallemand, H.G., Sisson, V.B. (eds.), Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela: Geological Society of America Special Paper, 394, 7-52.*
- Pindell, J.L. and 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.*
- Profeta, L., Ducea, M.N., Chapman, J.B., Paterson, S.R., Henriquez, S.M., Kirsch, M., Petrescu, L., DeCelles, P., 2015, *Quantifying crystal thickness over time in magmatic arcs: Scientific Reports, 5:17786.*
- Ramos, V., 2009, *Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle: The geological Society of America, 204-02.*

- Research, R., 1981, *Biostratigraphic, geochemical and petrological analysis of samples from Arco Well Remolino Grande-1, Colombia*. (W.G. Dow – coordinador de la Geoquímica, V. F. Hunter – coordinador de la bioestratigrafía, Ming-Jung Jiang – Micropaleontólogo, K. Hemsley, Petrologo): Houston, Texas, Report 318.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., 2020, *Tectonostratigraphic terranes in Colombia: An update. First part: Continental terranes*, en Gómez, J., Mateus–Zabala, D. (eds.), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic: Bogotá, Colombia, Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 35, 27*. Doi:<https://doi.org/10.32685/pub.esp.35.2019.03>.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F.; González, H; Cordani, U.; Kawashita, K; Linares, E; Paria, C., 1991, *Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano, en Simposio Geológico Magmatismo andino y su marco tectónico: Manizales, Colombia, Universidad de Caldas, Memorias, Tomo 1, 1-21*.
- Restrepo, S., Foster, D., Stockli, D., Parra-Sánchez, L., 2009, *Long-term erosion and exhumation of the "Altiplano Antioqueño", Northern Andes (Colombia) from apatite (U-Th)/He thermochronology: Earth and Planetary Science Letters, 278, 1-12.*
- Ribes, C., Manatschal, G., Ghienne, J.F., Kerner, G., Johnson, C., Higuero, P., Incerpi, N., Epin, M.E. 2019, *The syn-rift stratigraphic record across a fossil hyper-extended rifted margin: the example of the northwestern Adriatic margin exposed in the Central Alps: International Journal of Earth Sciences, 108, 2071-2095, doi:10.1007/s00531-019-01750-6*.
- Ricketts, Brian D., 2019, *Cordilleran Sedimentary Basins of Western Canada Record 180 Million Years of Terrane Accretion: Elsevier. Chapter 10, 445-475. doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00010-3*
- Rioux, M., Mattinson, J., Hacker, B., Kelemen, P., Blusztajn, J., Hanghoj, K., and Gehrels, G., 2010, *Intermediate to felsic middle crust in the accreted Talkeetna arc, the Alaska Peninsula and Kodiak Island, Alaska: An analogue for low-velocity middle crust in modern arcs, Tectonics, 29,*
- Saenz, E., Paucar, C., Restrepo, J., 1996, *Estudio de la evolución térmica del Batolito Antioqueño por huellas de fisión, en VII Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Colombia, Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGENOMINAS), Memorias 2, 240-251.*
- Sangree, J.B., Widmier, J.M., 1977, *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9- seismic interpretation of clastic depositional facies. AAPG Mem. 26, 165–185.*
- Sallares, V y Charbvis, P., 2003, *Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province: Earth and Planetary Science Letters, 214, 545-559.*
- Schellart, W.P., 2008a, *Overriding plate shortening and extension above subduction zones: A parametric study to explain formation of the Andes Mountains: GSA Bulletin, 120, 11/12, 1441-1454. doi:10.1130/B26360.1.*
- Schellart, W.P., 2008b, *Subduction zone trench migration: Slab driven or overriding-plate-driven?: Physics of the Earth and Planetary Interiors, 170, 73-88.*
- Schellart, W.P., 2010, *Evolution of Subduction Zone Curvature and its Dependence on the Trench Velocity and the Slab to Upper Mantle Viscosity Ratio: Journal of Geophysical Research, 115. https://doi.org/10.1029/2009JB006643.*
- Sdrolias, M., Müller, D., 2006, *Controls on back-arc basin formation: Geochemistry Geophysics Geosystems, 7(4), 1-40.*
- Serrano, L., Ferrari, L., López Martínez, M., Petrone, C.M., Jaramillo, C., 2011, *An integrative geologic, geochronologic and geochemical study of Gorgona Island, Colombia: Implications for the formation*

of the Caribbean Large Igneous Province: *Earth and Planetary Science Letters*. doi:10.1016/j.epsl.2011.07.011

- Sillitoe, R., Jarmillo, L., y Muhammed, D., 1982, Setting, characteristics, and age of the andean porphyry copper belt in Colombia: *Economic Geology*, 77, 1837-1850.
- Somoza, R., Chidella, 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.
- Spera, F.J., 2000, Physical properties of magmas, en Sigurdson, H., (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: New York, EE.UU., Academic Press, 171-190.
- 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*, Issue, 186, 57-73.
- 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, 195-220.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., 2014, The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research* 27, 95–139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>.
- Stolper, E., and Walker, D., 1980, Melt density and the average composition of basalt: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 7-12.
- Suárez-Rodríguez, M. A., 2007, Geological Framework of The Pacific Coast Sedimentary Basins, Western Colombia: *Geología Colombiana*, 32, 47-62.
- Susanne, J., Buiter, H; Adrian-Pfiffner, O., 2003, Numerical models of the inversion of half-graben basins: *Tectonics*, 22, 5, 1057. doi:10.1029/2002TC001417, 2003
- Taboada, A.; Rivera, L.A.; Fuendaliza, A.; Cisternas, A.; Philip, H.; Bijwaard, H.; Olaya, J. y Rivera, C., 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and Intracontinental deformation (Colombia): *Tectonics*, 19, 5, 787 - 813.
- Texas Petroleum Company (Texaco), 1989, Informe Geológico: Área de asociación Istmina, Texaco. Informe 2352. ISN 12901 (EPIS).
- Tetreault, J.L., Buiter, S.J.H., 2014. Future accreted terranes: a compilation of island arcs, oceanic plateaus, submarine ridges, seamounts, and continental fragments: *Solid Earth* 5 (2), 1243–1275.
- Vallejo, F., Salazar, A., Toro, L., 2011, Petrografía y geoquímica de las rocas intrusivas aflorantes entre los municipios de Mistrató y Belén de Umbria (Departamento de Risaralda, Cordillera Occidental Colombiana): *Boletín de Geología*, 33(2), 47-57.
- Villagómez, D., y 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.
- 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.

- Wang, Z., Kusky, T.M., Capitanio, F., 2016, Lithosphere thinning induced by slab penetration into a hydrous mantle transition zone: *American Geophysical Union*. doi: 10.1002/2016GL071186
- Whattam, S.A., Stern, R., 2014, Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics: *Gondwana Research*, 27, 38-63.
- 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*, 101(B12), 28,291-28,314.
- Wilkinson, J.F.G., 1982, The genesis of Mid-Ocean ridge basalt: *Earth-Science Reviews*, 18, 1-57.
- White, R.S. and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685–7729.
- Wright, Nicky M., Seton, Maria, Williams, Simon E., Dietmar Müller, R., The late Cretaceous to recent tectonic history of the Pacific Ocean basin, *Earth Science Reviews* (2015), doi: 10.1016/j.earscirev.2015.11.015
- Xu, G., Haq, B. U., 2022, Seismic facies analysis: Past, present and future. *Earth-Science Reviews* 224, 103876. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103876>
- Zapata, G., Rodríguez, G., Arango, M.I. 2017. Petrografía, geoquímica y geocronología de rocas metamórficas aflorantes en San Francisco Putumayo y la vía Palermo–San Luis asociadas a los complejos La Cocha–Río Téllez y Aleluya. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (41): 48–65. <https://doi.org/10.15446/rbct.n41.58630>
- 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, en Gómez, J., Mateus-Zabala, D. (eds.), *The Geology of Colombia, Volume 3: Paleogene-Neogene*. Servicio Geológico Colombiano, *Publicaciones Geológicas Especiales* 37, 32 pp. Bogotá, Colombia, doi:10.32685/pub.esp.37.2019.14.
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J.S., Patiño, A., Valencia, V., León, S., Mejía, D., Pardo-Trujillo, A., Castañeda, J.P., 2019, Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau: *Gondwana Research*, 66, 207-226.
- Zhang, C., Su., M., Pang, X., Zheng, J., Liu, Z., Sun, G., Manatschal, G., 2019, Tectono-sedimentary analysis of the hyper-extended Liwan sag basin (mid-northern margin of the South China Sea): *Tectonics*, 38, 22, doi:10.1029/2018TC005063.

7 Capítulo 7: Anexos

7.1 Anexo 1. Tabla S1 y Tabla S2. Recopilación de análisis geoquímicos de elementos mayores y traza del evento magmático Paleoceno – Eoceno

Tabla S1. Análisis geoquímicos de elementos mayores correspondientes al evento magmático Paleoceno – Eoceno en rocas de las Cordilleras Occidental y Central de Colombia.

Muestra	Unidad	Referencia	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	(Fe ₂ O ₃) _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Cordillera Central														
PKSW098	HR-87	HR-75	HR-60	HR-HR-2										
La Tetilla	Plutón (Mistrató)	Plutón (Mistrató)	Plutón (Mistrató)	Gabro de Anserma										
INGEOMINA S, 1979;	Vallejo et al., 2011													
67.38	69.46	64.26	64.32	48.55										
0.4	0.35	0.24	0.19	0.53										
15.3	13.64	13.81	14.67	15.2										
2.87	4.34	6.53	6.8	7.43										
0.08	0.08	0.11	0.12	0.13										
1.29	1.65	2.55	2.76	10.14										
3.36	3.84	5.09	5.81	13.79										
5.03	2.95	2.64	2.58	1.6										
1.29	2.49	1.15	1.01	0.09										
2.72	0.06	0.07	0.07	0.04										
0.16	0.8	3.3	1.4	2.1										
99.88	99.66	99.75	99.73	99.6										

11	10	9	DV156	DV26	DV30	DV91	DV58	Muestra
Granodiorita de Manizales	Granodiorita de Manizales	Granodiorita de Manizales	Batolito de Sonsón	Stock de Córdoba	Batolito de Buga	Batolito de Buga	Batolito Antioqueño	Unidad
INGEOMINA S, 2002.	INGEOMINA S, 2002.	INGEOMINA S, 2002.	Villagómez et al., 2011	Referencia				
69.06	66.32	66.08	68.34	60.3	67.6	50.99	70.08	SiO ₂
0.42	0.77	0.57	0.44	0.65	0.28	0.31	0.24	TiO ₂
15.3	16.3	16.11	14.78	16.98	14.47	13.5	17.05	Al ₂ O ₃
1.41	1.7	2.25	3.76	5.55	5.24	9.38	1.63	(Fe ₂ O ₃) _t
0.05	0.06	0.07	0.07	0.09	0.09	0.17	0.03	MnO
0.78	1.1	1.29	1.94	1.68	2.58	10.84	0.69	MgO
5.77	4.69	5.08	3.62	5.61	5.57	11.31	3.31	CaO
3.64	3.17	3.1	3.35	5	3.38	1.31	3.38	Na ₂ O
1.76	1.98	0.87	3.03	0.68	0.72	0.17	1.14	K ₂ O
			0.1	0.19	0.07	0.04	0.06	P ₂ O ₅
			0.46	2.68	0.45	2.3	1.95	LOI
98.19	96.09	95.42	99.91	99.42	100.46	100.42	99.6	Total

19	18	17	16	15	14	13	12	Muestra
Stock de La Unión	Granodiorita de Manizales	Unidad						
Restrepo y Toussaint, 2002	INGEOMINA S, 2002.	Referencia						
69.54	64.61	68.19	64.25	66.48	65.45	68.64	67.79	SiO ₂
0.33	0.67	0.52	0.63	0.6	0.53	0.42	0.5	TiO ₂
12.77	15.45	14.83	16.21	14.92	15.73	15.02	15.95	Al ₂ O ₃
4.03	2.87	2.47	2.38	2.54	2.38	1.72	1.65	(Fe ₂ O ₃) _t
0.17	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	MnO
0.13	1.89	1.39	1.71	1.48	1.66	1.03	1.06	MgO
0.62	5.85	4.93	6.85	5.12	5.62	5.46	4.39	CaO
5.48	2.9	2.97	3.03	3.6	3.1	3.71	3.57	Na ₂ O
4.96	1.94	2.05	1.84	1.87	1.67	1.65	2.26	K ₂ O
0.04								P ₂ O ₅
								LOI
98.07	96.26	97.43	96.98	96.68	96.22	97.71	97.23	Total

CH10	CH15	CH12	CH9	CH6A	CH2	21	20	Muestra
Stock el Hatillo	Stock de La Unión	Stock de La Unión	Unidad					
Bustamante et al., 2016.	Restrepo y Toussaint, 2004	Restrepo y Toussaint, 2004	Referencia					
65.8	65.9	65.8	66.3	65.8	66.4	63.86	65.61	SiO ₂
0.498	0.501	0.543	0.536	0.541	0.536	0.55	0.53	TiO ₂
16.6	16.7	16.9	16.7	17.1	16.6	14.45	14.17	Al ₂ O ₃
						2.12	6.24	(Fe ₂ O ₃) _t
0.068	0.064	0.069	0.071	0.07	0.069	0.1	0.1	MnO
2.095	1.806	1.934	2.023	2.011	1.949	3.15	0.53	MgO
4.89	4.52	4.88	4.6	4.72	4.48	5.36	2.15	CaO
4.01	4.09	4.05	3.88	4.17	4.01	2.71	5.18	Na ₂ O
1.46	1.56	1.48	1.67	1.39	1.54	2.38	3.67	K ₂ O
0.16	0.166	0.186	0.175	0.171	0.182	0.28	0.16	P ₂ O ₅
0.38	0.68	0.56	0.65	0.77	1.38			LOI
99	98.6	99.4	99.5	99.5	99.2	94.96	98.34	Total

CH14	CB2	CB1	CH5	CH21B	CH20	CH19	CH8	Muestra
Batolito el Bosque	Batolito el Bosque	Batolito el Bosque	Stock el Hatillo	Unidad				
Bustamante et al., 2016.	Bustamante et al., 2016.	Bustamante et al., 2016.	Bustamante et al., 2016.	Bustamante et al., 2016.	Bustamante et al., 2016.	Bustamante et al., 2016.	Bustamante et al., 2016.	Referencia
65.9	68	68.5	65.3	67.2	67.2	67.2	65.3	SiO ₂
0.523	0.437	0.42	0.57	0.44	0.49	0.52	0.58	TiO ₂
16.8	16.5	16.5	16.9	15.9	16.6	16.8	17.3	Al ₂ O ₃
								(Fe ₂ O ₃) _t
0.072	0.047	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.077	MnO
1.933	0.987	1.1	2.21	1.94	2.01	1.76	2.091	MgO
4.68	2.98	3.52	4.98	3.99	4.46	4.34	4.87	CaO
3.98	3.32	3.38	4.05	4.23	4.28	4.2	4.18	Na ₂ O
1.53	2.2	2.53	1.52	1.72	1.6	1.74	1.77	K ₂ O
0.184	0.141	0.14	0.19	0.14	0.15	0.18	0.181	P ₂ O ₅
0.72	1.98	1.3	0.61	1.05	0.66	0.62	0.53	LOI
99	97	100.2	100.4	100	101	100.9	100	Total
Cordillera Occidental								

MIS-255	MIS-250	MIS-170B	MIS-164	MIS-143	JRP-030	GR-6152	GR-6117	Muestra
Batolito de Acandí	Unidad							
INGEOMINA S, 2010.	Sillitoe, 1982.	Referencia						
50	49	45	63	48	61	57	51	SiO ₂
0.8	0.8	0.6	0.4	0.7	0.5	0.8	0.2	TiO ₂
19	20	21	17	20	16	15	16	Al ₂ O ₃
9.7	9.9	11	5.8	9.6	6.7	10	6.8	(Fe ₂ O ₃) _t
0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	MnO
4.9	4.8	5.3	2.2	4.1	2.7	4.9	10	MgO
10	11	13	6.4	11	6.8	6	13	CaO
3	2.2	2	3.3	2.4	3	5	1.4	Na ₂ O
0.9	0.5	0.4	0.7	1	1	0.1	0.1	K ₂ O
0.2	0.3	0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	P ₂ O ₅
1.9	1.3	1.8	1.7	2.8	0.6	2.4	2.1	LOI
98.7	98.7	98.5	99.1	97.2	98	99.1	98.7	Total

JRP-077	GZ-6220	MIS-330	GZ-6369	GR-219_1	GR-6219	GR-6211B	MIS-261	Muestra
Batolito de Acandí	Unidad							
INGEOMINA S, 2010.	Referencia							
50	65	60	62	72	72	60	48	SiO ₂
0.9	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.8	0.7	TiO ₂
16	16	17	16	14	14	16	21	Al ₂ O ₃
12	4.9	6.9	6.3	3.7	3.8	9.2	10	(Fe ₂ O ₃) _t
0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	MnO
4.5	1.7	3.3	3	0.7	0.7	3.1	5	MgO
8.2	4.5	7.3	6.3	2.2	2.3	6.7	13	CaO
2.6	3.8	2.9	3	5.7	5.6	2.9	1.6	Na ₂ O
1.6	1.9	0.8	0.8	0.2	0.2	0.4	0.4	K ₂ O
0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0	P ₂ O ₅
3.3	1.1	1.3	1.2	1	1.1	1.4	1	LOI
96.2	98.5	99	98.1	99.3	99.3	99.4	99.9	Total

3	2	1	MIS-230	MIS-213	MIS-185	JRP-1201	JRP-120	Muestra
Batolito de Mandé	Batolito de Mandé	Batolito de Mandé	Batolito de Acandí	Unidad				
INGEOMINA S, 1999	INGEOMINA S, 1999	INGEOMINA S, 1999	INGEOMINA S, 2010.	Referencia				
49.2	58.4	60.02	54	54	52	62	62	SiO ₂
0.63	0.73	0.39	0.5	0.6	0.7	0.3	0.3	TiO ₂
18.85	12.83	15.75	19	18	17	16	16	Al ₂ O ₃
7.97	4.77	8	7	7.9	10	4.9	5	(Fe ₂ O ₃) _t
1.86	2.8	0.89	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	MnO
0.3	0.97	0.15	2.9	3.6	4.5	2.5	2.5	MgO
2.77	2.3	2.52	7	8.7	9.7	3.7	3.7	CaO
2.1	4.48	6.72	4	3.8	2.9	4.5	4.6	Na ₂ O
4.72	2.91	2.43	1.5	1.4	0.8	1.5	1.5	K ₂ O
0.19	2.45	0.22	0.3	0.2	0.3	0.1	0.1	P ₂ O ₅
0.1	0.34	0.18	3.9	0.8	0.5	3.8	3.8	LOI
88.69	92.98	97.27	96.4	98.4	98.1	95.6	95.8	Total

DV165	8	7	6	5	4	Muestra
Batolito de Mandé	Batolito de Mandé	Batolito de Mandé	Batolito de Mandé	Batolito de Mandé	Batolito de Mandé	Unidad
Villagómez et al., 2011	INGEOMINA S, 1999	Referencia				
60.69	50.62	55.75	57.54	58.08	50.52	SiO ₂
0.58	0.42	0.23	0.22	0.49	0.58	TiO ₂
16.01	15.37	12.28	12.66	16.39	17.85	Al ₂ O ₃
	4.54	4.45	4.73	3.17	0.8	(Fe ₂ O ₃) _t
6.93	5.53	5.92	3.61	3	11.67	MnO
0.16	0.13	0.15	0.13	0.12	0.18	MgO
2.79	9.98	10.89	9.68	3.51	4.38	CaO
6.12	5.74	6.72	6.15	4.2	3.92	Na ₂ O
3.17	0.77	2.7	3.64	2.99	9.75	K ₂ O
2	1.52	0.35	0.71	0.64	1.35	P ₂ O ₅
0.14				0.01	0.01	LOI
99.18	94.62	99.44	99.07	92.6	101.01	Total

Tabla S2. Análisis de elementos traza recopilados de la literatura, correspondientes al evento magmático Paleoceno – Eoceno en las Cordilleras Occidental y Central de Colombia reportados por: Vallejo et al. (2011)¹; Villagómez et al. (2011)²; Bustamante et al. (2016)³; Sillitoe (1982)⁴; INGEOMINAS, (2010)⁵; INGEOMINAS (1979)⁶ y López et al. (2006)⁷.

Muestra		Cordillera Central									
Unidad		DV30 ²	DV91 ²	DV58 ²	HR-87 ¹	HR-75 ¹	HR-HR-2 ¹	HR-60 ¹			
Ba	Batolito de Buga	203.9	65.31	175	1122	765	17	453			
Ce	Batolito de Buga	10.23	4.09	33.72	20.9	14.4	3.5	14.5			
Co	Batolito de Buga	12.34	47.41	3							
Cr	Batolito de Buga	53	618	18							
Cs	Batolito de Buga	0.38	1.66	2.2	1.7	0.6	<0,1	0.4			
Cu	Batolito de Buga			2							
Dy	Batolito de Buga	2.05	1.22	1.87	2.01	0.87	1.65	0.75			
Er	Batolito de Buga	1.46	0.88	1.27	1.32	0.45	1.16	0.38			
Eu	Batolito de Buga	0.48	0.38	1.23	0.53	0.49	0.39	0.53			
Ga	Batolito de Buga	41.53	19.75	16.25							
Gd	Batolito de Buga	1.84	1.06	1.81	1.86	1.22	1.5	1.25			
Hf	Batolito de Buga	1.75	0.78	2.96	2.6	1.1	0.7	1.1			
Ho	Batolito de Buga	0.5	0.28	0.39	0.43	0.15	0.42	0.16			
La	Batolito de Buga	4.54	1.7	19.25	10.5	7.3	1.5	6.5			
Lu	Batolito de Buga	0.27	0.15	0.21	0.25	0.09	0.19	0.08			
Nb	Batolito de Buga	1.73	0.63	4.43	3.9	0.9	1.4	0.8			
Nd	Batolito de Buga	5.82	3.04	10.86	9	6.4	3.2	7.8			
Ni	Batolito de Buga	19	164	4							

CH19 ³	CH8 ³	CH10 ³	CH15 ³	CH12 ³	CH9 ³	CH6A ³	CH2 ³	DV156 ²	DV26 ²	Muestra
Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Batolito de Sonsón	Stock de Córdoba	Unidad
833	758	683	766	683	745	632	711	744	414.3	Ba
50.4	34.33	43.22	47.25	43.25	38.4	38.3	52.07	54.81	29.17	Ce
								8	9.56	Co
								43	10	Cr
2.3	2.3	1.77	1.84	1.81	2.68	1.89	2.1	5.69	2.11	Cs
								18		Cu
2.27	3.02	2.38	2.71	2.86	2.8	2.59	3.38	3.06	2.07	Dy
1	1.5	1.14	1.37	1.41	1.39	1.27	1.61	1.83	1.49	Er
1.07	1.25	1.08	1.19	1.22	1.16	1.16	1.38	0.7	1.1	Eu
								15.65	78.81	Ga
3.31	3.56	2.96	3.25	3.59	3.36	3.18	4	3.63	2.27	Gd
3	3.71	3.3	3.71	3.39	3.13	3.44	3.65	3.79	6.61	Hf
0.4	0.572	0.446	0.515	0.543	0.524	0.491	0.64	0.63	0.49	Ho
25.3	17	22.6	24.3	22	19.2	19.4	27.6	28.71	15.42	La
0.14	0.213	0.169	0.195	0.2	0.187	0.178	0.22	0.29	0.26	Lu
4.9	7	4.4	5	5.1	5.2	4.8	5.3	6.04	2.28	Nb
21.7	18.5	19.4	22	21	18.7	19	25	21.59	14.41	Nd
								11	6	Ni

MIS-143 ⁵	JRP-030 ⁵	GR-6152 ⁵	GR-6117 ⁴	Cordillera Occidental							Muestra
Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	CH14 ³	CB2 ³	CB1 ³	CH5 ³	CH21B ³	CH20 ³	Unidad	
16	15	13	4.1	813	894	1004	768	696	720	Ba	
25	13	37	33	40.25	46.4	71.6	38.5	45.2	32.6	Ce	
<20	<20	40	130							Co	
0.1	0.3	<0,1	0.2							Cr	
190	40	200	20	2.57	9.13	5	2	3.1	1.6	Cs	
3.1	2.6	3.7	1.1							Cu	
1.9	1.6	2.3	0.7	3.11	2.1	2.52	2.87	2.69	2.05	Dy	
1	0.8	0.9	0.3	1.54	0.81	1.13	1.27	1.49	1.01	Er	
19	16	14	10	1.27	1.16	1.22	1.08	0.98	0.93	Eu	
3.4	2.6	3.1	1							Ga	
1.5	1.8	1.2	1.6	3.53	3.24	4.45	3.06	3.39	2.72	Gd	
1.6	2.5	2.1	0.5	3.72	3.67	3.9	3.4	2.8	3.2	Hf	
0.6	0.5	0.8	0.2	0.601	0.343	0.44	0.48	0.57	0.39	Ho	
4.7	8.8	5.2	1.8	20.2	25.6	40.8	19.5	22.4	16.9	La	
0.3	0.3	0.4	0.1	0.209	0.096	0.14	0.19	0.2	0.14	Lu	
<2	<2	<2	<2	5.1	5.6	7.6	4.2	5.8	4.4	Nb	
0.8	1.6	1	0.4	20.3	21.4	31.4	16.4	20.2	19.6	Nd	
12	10	9	2.8							Ni	

MIS-330 ⁵	GZ-6369 ⁵	GR-6219_1 ⁵	GR-6219 ⁵	GR-6211B ⁵	MIS-261 ⁵	MIS-255 ⁵	MIS-250 ⁵	MIS-170B ₅	MIS-164 ⁵	Muestra
Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Unidad
13	11	22	23	2.5	4.8	17	7.7	6.8	17	Ba
12	12	3	3	17	26	26	23	26	9	Ce
40	60	70	80	40	70	30	20	<20	<20	Co
0.3	<0,1	<0,1	<0,1	0.2	<0,1	1.1	<0,1	0.5	0.3	Cr
40	150	20	20	60	170	190	90	160	10	Cs
2.9	2.4	6.9	7	1.5	1.4	3.7	2.4	1.5	2.4	Cu
1.9	1.6	4.6	4.5	0.9	0.8	2.4	1.4	0.9	1.5	Dy
0.8	0.3	1.6	1.6	0.5	0.5	1	0.8	0.4	0.7	Er
16	15	16	16	15	17	18	18	16	16	Eu
2.7	2.3	5.9	6	1.3	1.2	3.6	2.3	1.3	2.3	Ga
1.8	1.8	1.5	1.5	1.2	1.3	1.6	1.5	1.4	1.7	Gd
1.6	1.7	5	4.9	0.1	0.6	2	0.7	0.6	2.1	Hf
0.6	0.5	1.5	1.5	0.3	0.3	0.8	0.5	0.3	0.5	Ho
5.5	4.9	8.9	9.1	0.9	2.1	7.4	3.3	3	8.9	La
0.4	0.3	0.5	0.8	0.1	0.1	0.4	0.2	0.1	0.3	Lu
6	4	5	85	>100	31	3	<2	<2	<2	Nb
0.9	1.1	4	4	0.7	0.3	1.4	0.5	0.4	1.3	Nd
8.9	7.1	16	16	2.4	3.7	12	6.2	4.5	9.9	Ni

MIS-230 ⁵	MIS-213 ⁵	MIS-185 ⁵	JRP-1201 ⁵	JRP-120 ⁵	JRP-077 ⁵	GZ-6220 ⁵	Muestra
Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Unidad
21	18	18	18	18	19	23	Ba
11	16	26	9	9	27	8	Ce
<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	Co
0.4	0.3	0.4	0.1	0.1	0.2	0.2	Cr
20	50	220	20	30	260	20	Cs
3.2	2.8	4.1	2.2	2.3	4	4.3	Cu
1.9	1.7	2.5	1.4	1.5	2.4	2.7	Dy
1.1	0.9	1.2	0.7	0.7	1.2	1	Er
18	17	17	14	14	16	15	Eu
3.3	2.9	4.1	2.1	2.2	4.1	4.2	Ga
1.7	1.6	1.5	1.2	1.3	1.4	1.5	Gd
2.2	2	1.8	2.4	2.3	2.2	3.6	Hf
0.7	0.6	0.8	0.5	0.5	0.8	0.9	Ho
12	9.7	8.3	10	10	9.4	12	La
0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	Lu
<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	Nb
1.2	0.9	0.9	1.3	1.6	1.3	1.8	Nd
15	12	14	11	11	15	15	Ni

Cordillera Central											Muestra
DV156 ²	DV26 ²	DV30 ²	DV91 ²	DV58 ²	PKSW 098 ⁶⁻⁷	HR-87 ¹	HR-75 ¹	HR-HR-2 ¹	HR-60 ¹	Nombre Unidad	
Batolito de Sonsón	Stock de Córdoba	Batolito de Buga	Batolito de Buga	Batolito Antioqueño	La Tetilla	Plutón de Mistrató	Plutón de Mistrató	Gabro de Anserma	Plutón de Mistrató	Pb	
10,62	2,69	1,62	0,6	15,4	5,4	2,5	2,1	0,3	1,5	Pr	
5,93	3,24	1,36	0,58	3,28		2,34	1,75	0,52	1,86	Rb	
109,77	19,6	12,19	3,97	43,3	32	50,5	19,7	1,7	19,5	Sc	
11,7	8,07	18,9	51,8	4,4						Sm	
4,09	2,2	2,59	0,62	1,86		2,12	1,66	0,88	1,7	Sr	
268	402,02	195,7	148,8	215	1535	190,8	419,2	81,5	410,4	Ta	
0,58	0,18	0,27	0,07	0,4		0,2	<0,1	<0,1	<0,1	Tb	
0,55	0,31	0,31	0,21	0,29		0,33	0,18	0,3	0,17	Th	
13,96	3,18	1	0,41	9,3		4,4	1,9	<0,2	1,6	Ti	
	3908	1671	1874							Tm	
0,32	0,23	0,26	0,16	0,19		0,22	0,08	0,17	0,07	U	
4,22	1,37	0,4	0,11	1,83						V	
90	112,06	127,3	196,7	29	26	114	162	201	176	Y	
19,49	12,84	9,17	7,09	12,66		13	4,8	11	4,6	Yb	
1,8	1,26	1,23	1,05	1,43		1,57	0,54	1,16	0,5	Zn	
58	45	41	69	41	32	21	34	18	32	Zr	
133	307,7	65,78	24,56	102	131	104,3	43,6	30,3	41,4		

CH21B ³	CH20 ³	CH19 ³	CH8 ³	CH10 ³	CH15 ³	CH12 ³	CH9 ³	CH6A ³	CH2 ³	Muestra
Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Stock el Hatillo	Nombre Unidad
0,6	0,6	25,2	9,47	7,26	8,13	9,32	8,85	8,38	8,93	Pb
5,23	4,08	5,7	4,46	5,2	5,72	5,43	4,76	4,85	6,52	Pr
43,4	47	48,6	49,15	38,13	43,08	42,89	59,84	38,46	44,24	Rb
			10,3	9,94	9,24	9,93	9,86	9,77	9,5	Sc
4,07	3,35	4,12	4,18	3,66	4,09	4,19	4,04	3,83	4,86	Sm
569	590	648	579	551	558	600	551	576	571	Sr
0,4	0,3	0,3	0,558	0,424	0,494	0,404	0,409	0,345	0,508	Ta
0,5	0,37	0,4	0,53	0,432	0,489	0,518	0,499	0,462	0,597	Tb
7,5	3,6	5,4	4,87	4,56	7,17	5,2	4,83	4,25	6,12	Th
										Ti
0,21	0,6	0,13	0,219	0,17	0,205	0,2	0,197	0,18	0,227	Tm
2	1,6	2,5	2,1	1,45	2,26	2,75	2,36	1,51	1,98	U
										V
14,7	10,7	11,7	15,4	11,5	13,4	14,4	14	12,9	16,6	Y
1,47	0,88	0,86	1,35	1,05	1,27	1,25	1,23	1,16	1,44	Yb
										Zn
102	117	130	137	120	132	127	116	131	135	Zr

MIS-164 ⁵	MIS-143 ⁵	JRP-030 ⁵	GR-6152 ⁵	GR-6117 ⁴	CH14 ³	CB2 ³	CB1 ³	CH5 ³	Muestra
Batolito de Acandí	Batolito el Bosque	Batolito el Bosque	Batolito el Bosque	Stock el Hatillo	Nombre Unidad				
<5	<5	<5	<5	<5	9,63	14,6	1,8	0,6	Pb
2,4	2,5	2,4	1,8	0,6	5,11	5,82	8,67	4,83	Pr
16	17	20	<1	<1	46,8	92,7	86,6	38	Rb
12	33	17	39	44	9,42	5,26			Sc
2,3	3,1	2,5	2,6	0,8	4,29	4,19	5,46	3,55	Sm
382	390	270	128	164	567	305	377	626	Sr
0,1	0	0,1	0,1	<0,01	0,53	0,55	0,7	0,3	Ta
0,4	0,5	0,4	0,6	0,2	0,54	0,44	0,61	0,44	Tb
1,3	0,8	1,2	0,7	0,3	5,24	7,51	11,2	4,2	Th
0,05	0,05	0,05	0,05	0,05					Ti
0,2	0,3	0,3	0,4	0,1	0,224	0,103	0,12	0,18	Tm
0,4	0,3	0,4	0,2	0,1	2,65	2,66	1,6	1,8	U
124	410	165	332	127					V
15	19	16	21	6,4	14,8	9,03	13,3	13,2	Y
1,7	2	1,8	2,4	0,7	1,39	0,65	0,97	1,22	Yb
60	80	60	100	40					Zn
79	56	97	70	16	134	134	132	138	Zr

Cordillera Occidental

	MIS-330 ⁵	GZ-6369 ⁵	GR-6219-1 ⁵	GR-6219 ⁵	GR-6211B ⁵	MIS-261 ⁵	MIS-255 ⁵	MIS-250 ⁵	MIS-170B ⁵	Muestra
Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Nombre Unidad
<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	Pb
3,5	1,6	3,4	3,5	0,4	0,8	2,6	1,2	1	1	Pr
26	11	1	1	5	6	18	9	6	6	Rb
13	22	12	12	32	33	35	43	41	41	Sc
3,9	2	5	5	0,9	1,1	3,1	2	1,2	1,2	Sm
301	275	138	135	206	393	361	390	379	379	Sr
0,1	0	0,2	0,1	<0,01	<0,01	0	<0,01	<0,01	<0,01	Ta
0,7	0,4	1,1	1,1	0,2	0,2	0,6	0,4	0,2	0,2	Tb
1,7	0,8	1,5	1,5	<0,05	0,3	1,2	0,4	0,4	0,4	Th
0,1	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	Ti
0,4	0,2	0,7	0,7	0,1	0,1	0,4	0,2	0,1	0,1	Tm
0,6	0,3	0,5	0,5	0	<0,01	0,4	0	0,2	0,2	U
110	194	21	23	217	158	337	347	521	521	V
25	16	44	44	8,2	7,8	23	13	8,4	8,4	Y
3	1,8	5	4,9	0,8	0,9	2,4	1,4	0,9	0,9	Yb
60	40	30	30	60	70	100	60	70	70	Zn
119	50	200	197	4	23	66	25	21	21	Zr

Muestra	JRP-077 ⁵	JRP-120 ⁵	JRP-1201 ⁵	MIS-185 ⁵	MIS-213 ⁵	MIS-230 ⁵	Muestra
Nombre Unidad	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Batolito de Acandí	Nombre Unidad
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	Pb
Pr	3,1	2,6	2,6	2,9	2,7	3,2	Pr
Rb	24	22	22	13	18	29	Rb
Sc	36	11	11	34	25	10	Sc
Sm	4	2,5	2,3	3,8	3	3,5	Sm
Sr	385	261	248	426	532	650	Sr
Ta	<0,01	0	0	<0,01	0	0	Ta
Tb	0,7	0,4	0,4	0,7	0,5	0,5	Tb
Th	0,8	1,5	1,5	0,7	1,8	1,5	Th
Ti	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	Ti
Tm	0,4	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	Tm
U	0,5	0,6	0,6	0,4	0,4	0,7	U
V	460	117	114	329	288	183	V
Y	23	14	13	23	16	18	Y
Yb	2,4	1,8	1,7	2,5	1,8	2,1	Yb
Zn	100	50	50	90	70	90	Zn
Zr	72	81	81	55	72	67	Zr

REFERENCIAS

Bustamante, C., Cardona, A., Archanjo, C., Bayona, G., Lara, M., y Valencia, V., 2016, *Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism: Lithos*, 277, 199-209.

INGEOMINAS, 1979, *Evaluación del prospecto de cobre y molibdeno en las cabeceras del río Muerto, municipio de Acandí, departamento del Chocó. Medellín.: INGEOMINAS y Naciones Unidas, Informe Especial 1799, 99 1-211.*

INGEOMINAS, 1999, *Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia, Batolito de Mandé, Cordillera Occidental, Departamento de Antioquia, Chocó y Risaralda: Medellín, Colombia, INGEOMINAS*

INGEOMINAS, 2002, *Catálogo de Unidades Litoestratigráficas de Colombia, Granodiorita de Manizalles, Cordillera Central, Colombia: Medellín, Colombia, INGEOMINAS*

INGEOMINAS, 2010, *Geología de las Planchas 58 Capurganá, 68 Acandí y 79 Bis., Cerro Tagarí: Medellín, Colombia, INGEOMINAS.*

López, A., Sierra, G., y Ramírez, D., 2006, *Vulcanismo Neógeno en el suroccidente Antioqueño y sus implicaciones tectónicas: Boletín de Ciencias de la Tierra, 16, ISSN 0120 3630, <http://www.scielo.org.co/pdf/bcdt/n19/n19a02.pdf>*

Restrepo, J.J; Toussaint, J.F; González, H; Cordani, U.; Kawashita, K; Linares, E; Parica, C., 1991, *Precisiones geocronológicas sobre el occidente colombiano: Simposio Geológico, Bogotá, Colombia.*

Sillitoe, R., Jarmillo, L., y Muhammed, D., 1982, *Setting, characteristics, and age of the andean porphyry copper belt in Colombia: Economic Geology, 77, 1837-1850 .*

Vallejo, F., Salazar, A., y Toro, L., 2011, *Petrografía y geoquímica de las rocas intrusivas aflorantes entre los municipios de Mistrató y Belén de Umbría (Departamento de Risaralda, Cordillera Occidental Colombiana): Boletín de Geología, 33(2), 47-57.*

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kemmer, A., Winkler, W., y Beltrán, A., 2011, *Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia: Lithos, 125, 875-896.*



7.2 Anexo 3. Tabla S3 Relaciones isotópicas y edades de circones analizados por LAICPMS

Muestra 40-006-CPC

Circón	Relaciones isotópicas									
	207Pb/206Pb	1s error	206Pb/238U	1s error	207Pb/235U	1s error	235U/238U	1s error	235U/238U	1s error
40-006-CPC_01	0.116215	0.022	0.00776352	0.00058	0.0314705	0.00058	0.00585441	0.049	0.00585441	0.0012
40-006-CPC_02	0.119506	0.02	0.00646003	0.00074	0.102151	0.00074	0.00539073	0.026	0.00539073	0.0011
40-006-CPC_03	0.126899	0.025	0.00691524	0.00021	0.113818	0.00021	0.0071028	0.052	0.0071028	0.0014
40-006-CPC_04	0.100299	0.012	0.00635104	0.000061	0.0539985	0.000061	0.0116859	0.011	0.0116859	0.0015
40-006-CPC_05	0.10562	0.02	0.00676634	0.00014	0.0658078	0.00014	0.0104999	0.013	0.0104999	0.0015
40-006-CPC_06	0.0595849	0.006	0.00623218	0.0001	0.0679963	0.0001	0.00580975	0.0081	0.00580975	0.00038
40-006-CPC_07	0.12329	0.023	0.00752887	0.00055	0.158338	0.00055	0.00750509	0.078	0.00750509	0.001
40-006-CPC_08	0.219272	0.02	0.00834791	0.00028	0.221537	0.00028	0.0091798	0.042	0.0091798	0.00074
40-006-CPC_09	0.123289	0.018	0.00736933	0.00029	0.0407468	0.00029	0.00396283	0.055	0.00396283	0.0017
40-006-CPC_10	0.0506545	0.0034	0.00612414	0.000075	0.108441	0.000075	0.00609182	0.02	0.00609182	0.0006
40-006-CPC_11	0.146633	0.024	0.00756114	0.0003	0.123307	0.0003	0.0072064	0.017	0.0072064	0.00049
40-006-CPC_12	0.217525	0.028	0.00849506	0.0005	0.0775719	0.0005	0.00782558	0.037	0.00782558	0.002
40-006-CPC_13	0.18132	0.03	0.0091719	0.0011	-0.13681	0.0011	0.00822079	0.23	0.00822079	0.0017
40-006-CPC_14	0.143152	0.034	0.00697558	0.00039	0.0710577	0.00039	0.00774516	0.013	0.00774516	0.00089
40-006-CPC_15	0.0907782	0.015	0.00667214	0.00027	0.0835793	0.00027	0.00758282	0.023	0.00758282	0.00087
40-006-CPC_16	0.0897409	0.011	0.00654856	0.000035	0.083464	0.000035	0.0066412	0.039	0.0066412	0.0012
40-006-CPC_17	0.111013	0.014	0.0067182	0.00014	0.120669	0.00014	0.00625005	0.04	0.00625005	0.0012
40-006-CPC_18	0.12417	0.02	0.00754617	0.00043	0.0945971	0.00043	0.00906833	0.028	0.00906833	0.0015
40-006-CPC_19	0.146182	0.018	0.00725044	0.00022	0.180092	0.00022	0.0101187	0.059	0.0101187	0.0015
40-006-CPC_20	0.100108	0.017	0.00638149	0.0001	0.155475	0.0001	0.00881228	0.042	0.00881228	0.0012
40-006-CPC_21	0.0915591	0.019	0.00614034	0.00006	0.252644	0.00006	0.00617411	0.093	0.00617411	0.00079
40-006-CPC_22	0.0540359	0.0021	0.00639515	0.000085	0.0798519	0.000085	0.00669656	0.026	0.00669656	0.00073
40-006-CPC_23	0.101648	0.018	0.00752446	0.00037	0.108148	0.00037	0.00571062	0.018	0.00571062	0.00064
40-006-CPC_24	0.103586	0.016	0.00863096	0.00043	0.338217	0.00043	0.00455178	0.12	0.00455178	0.00062
40-006-CPC_25	0.138204	0.026	0.0061665	0.00017	0.177702	0.00017	0.00590109	0.042	0.00590109	0.00077
40-006-CPC_26	0.0858799	0.016	0.006609	0.00031	0.163487	0.00031	0.00532832	0.045	0.00532832	0.00058
40-006-CPC_27	0.16573	0.019	0.00712474	0.00013	0.129971	0.00013	0.00906553	0.025	0.00906553	0.0012
40-006-CPC_28	0.0958323	0.014	0.00721062	0.00029	0.0980511	0.00029	0.00587298	0.011	0.00587298	0.0007
40-006-CPC_29	0.136588	0.024	0.0078465	0.0006	0.131137	0.0006	0.0060125	0.061	0.0060125	0.00081
40-006-CPC_30	0.101537	0.016	0.00620761	0.000084	0.0742905	0.000084	0.0047794	0.035	0.0047794	0.0011

Edades calculadas (Ma) no corregidas por plomo común. Errores son ± 2 sigma									
Circón	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2 s error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2 s error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 s error	RHO	Discordancia %	
40-006-CPC 01	69.443	10.390	191.793	70.055	2217.500	656.281	0.372	63.792	
40-006-CPC 02	57.836	1.676	166.249	50.891	2265.500	577.290	0.089	65.211	
40-006-CPC 03	61.892	3.900	186.997	67.069	2368.500	672.206	0.161	66.902	
40-006-CPC 04	56.865	1.488	139.070	31.055	1958.500	427.105	0.111	59.111	
40-006-CPC 05	60.566	2.719	154.792	54.050	2050.000	668.935	0.121	60.873	
40-006-CPC 06	55.805	2.043	83.368	16.325	968.000	411.074	0.181	33.062	
40-006-CPC 07	67.355	9.859	196.816	70.593	2319.000	639.896	0.369	65.777	
40-006-CPC 08	74.641	5.152	357.334	57.994	3262.500	287.078	0.357	79.112	
40-006-CPC 09	65.935	5.294	193.016	52.597	2319.000	500.796	0.268	65.839	
40-006-CPC 10	54.842	1.658	70.107	9.306	628.000	289.324	0.222	21.774	
40-006CPC 11	67.643	5.473	231.020	68.566	2612.000	545.060	0.243	70.720	
40-006-CPC 12	75.949	8.987	360.198	84.308	3250.000	405.489	0.421	78.915	
40-006-CPC 13	81.961	19.575	329.403	112.094	2960.000	533.735	0.590	75.118	
40-006-CPC 14	62.429	7.034	210.283	90.768	2572.000	793.965	0.235	70.312	
40-006-CPC 15	59.726	4.927	132.660	41.960	1778.500	602.814	0.246	54.978	
40-006-CPC 16	58.625	1.219	128.956	29.585	1757.500	448.353	0.087	54.539	
40-006-CPC 17	60.137	2.716	161.030	37.821	2137.500	441.149	0.179	62.655	
40-006-CPC 18	67.509	7.746	198.506	60.826	2331.500	551.666	0.339	65.991	
40-006-CPC 19	64.877	4.084	221.879	50.081	2607.000	410.232	0.251	70.760	
40-006-CPC 20	57.136	2.054	139.445	44.033	1955.000	606.485	0.108	59.026	
40-006-CPC 21	54.986	1.453	123.693	47.873	1794.000	755.642	0.067	55.546	
40-006-CPC 22	57.258	1.828	77.797	6.292	765.500	163.857	0.382	26.401	
40-006-CPC 23	67.316	6.693	164.824	55.270	1982.000	630.511	0.274	59.159	
40-006-CPC 24	77.156	7.763	190.205	55.659	2015.500	547.856	0.313	59.435	
40-006-CPC 25	55.219	3.188	182.061	62.507	2513.000	632.567	0.155	69.670	
40-006-CPC 26	59.164	5.624	124.806	44.710	1676.500	688.493	0.251	52.596	
40-006-CPC 27	63.758	2.580	244.363	49.972	2814.000	374.650	0.176	73.909	
40-006-CPC 28	64.522	5.290	150.030	41.931	1876.500	526.695	0.273	56.994	
40-006-CPC 29	70.182	10.744	224.106	75.804	2493.500	591.864	0.403	68.684	
40-006-CPC 30	55.586	1.797	137.702	40.405	1980.000	561.219	0.105	59.633	

Muestra 40-007-CPC

Relaciones isotópicas									
Grain ID	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s error	$^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$	1s error	
40-007-CPC_01	0.613003	0.031	0.0443778	0.014	0.268529	0.27	0.0190016	0.023	
40-007-CPC_02	0.0558316	0.0028	0.00678214	0.000089	0.137175	0.03	0.00672197	0.00066	
40-007-CPC_03	0.0514327	0.0029	0.00663648	0.000053	0.0608941	0.0066	0.00660102	0.00037	
40-007-CPC_04	0.0937961	0.013	0.0062238	0.00027	0.132573	0.024	0.00543652	0.00045	
40-007-CPC_05	0.105313	0.02	0.00761621	0.00054	0.127976	0.032	0.00779826	0.00083	
40-007-CPC_06	0.0698478	0.01	0.00660375	0.00017	0.100401	0.025	0.00476045	0.00045	
40-007-CPC_07	0.0860354	0.011	0.00703164	0.00017	0.091305	0.014	0.00591328	0.00091	
40-007-CPC_08	0.100084	0.015	0.00680395	0.000079	0.151409	0.049	0.00487459	0.0011	
40-007-CPC_09	0.336012	0.014	0.00841909	0.0013	0.142179	0.07	0.0109689	0.006	
40-007-CPC_10	0.0686075	0.0066	0.00659308	0.000063	0.0984629	0.018	0.00726433	0.00072	
40-007-CPC_11	0.0790609	0.011	0.00705959	0.00017	0.112695	0.021	0.00609776	0.00051	
40-007-CPC_12	0.0539091	0.0042	0.00647734	0.000076	0.0809169	0.015	0.00666249	0.00052	
40-007-CPC_13	0.0879829	0.015	0.00704807	0.00022	0.0869193	0.02	0.00781738	0.00046	
40-007-CPC_14	0.0423269	0.0038	0.00637989	0.00007	0.0403738	0.0036	0.00630456	0.0003	
40-007-CPC_15	0.0461522	0.0017	0.00641695	0.000075	0.0633427	0.0078	0.00613489	0.00038	
40-007-CPC_16	0.0868927	0.015	0.00686884	0.00023	0.0902732	0.014	0.00574042	0.00049	
40-007-CPC_17	0.0557678	0.0039	0.00658917	0.00011	0.0817869	0.012	0.00524672	0.00052	
40-007-CPC_18	0.108983	0.015	0.00665768	0.00013	0.114994	0.018	0.00669292	0.00037	
40-007-CPC_19	0.347447	0.049	0.00867842	0.0005	1.62057	0.56	0.0053024	0.001	
40-007-CPC_20	0.0831659	0.014	0.00649701	0.000071	0.149449	0.05	0.00741871	0.0009	
40-007-CPC_21	0.122531	0.015	0.00674182	0.00004	0.088019	0.011	0.00902428	0.00073	

Edades calculadas (Ma) no corregidas por plomo común. Errores son \pm 2 sigma										
Grain name	206Pb/238U	2 s error	*207Pb/235U	2 s error	207Pb/206Pb	2 s error	RHO	Discordance		
40-007-CPC_01	395.4981197	239.8152367	2033.56748	495.9060281	4600	168.0943576	0.987410139	0.805515124		
40-007-CPC_02	62.03615331	1.704765378	86.77773545	8.637682606	835	209.0432428	0.26606391	0.285114402		
40-007-CPC_03	60.71005717	1.095718841	78.5458123	8.617248859	661.5	241.7295202	0.159542044	0.227074552		
40-007-CPC_04	56.95151523	4.942648653	130.8596636	35.38962921	1838.5	502.0207793	0.301862944	0.564789381		
40-007-CPC_05	69.62432053	9.834034907	175.7681438	64.478181	2046	671.0944099	0.352734716	0.603885442		
40-007-CPC_06	60.41204403	3.138220136	104.7607032	28.77751312	1286	557.5274647	0.181342417	0.423332965		
40-007-CPC_07	64.3069805	3.141997045	135.3090473	32.73260601	1681	472.1610586	0.190388163	0.52473998		
40-007-CPC_08	62.23468919	1.533339866	151.0992836	41.80138933	1955.5	535.222122	0.084474971	0.588120554		
40-007-CPC_09	76.92030072	23.60102453	518.616211	126.0325508	3919	125.2520587	0.965516721	0.85168165		
40-007-CPC_10	60.31488858	1.257732642	102.8334011	18.84352289	1251	376.5074309	0.109629326	0.413469865		
40-007-CPC_11	64.56131793	3.142255613	125.4546862	33.08441516	1523	524.5584304	0.175103611	0.485381376		
40-007-CPC_12	59.26092652	1.473953768	80.28384117	12.14831854	761.5	328.5617499	0.159433478	0.261857359		
40-007-CPC_13	64.45649026	4.04093282	138.4743521	44.4171497	1722	626.4169938	0.184121912	0.53452398		
40-007-CPC_14	58.37338486	1.369243473	62.63510329	10.9729446	228.5	414.8487325	0.131393345	0.068040415		
40-007-CPC_15	58.71092921	1.455353456	68.49249957	5.146714882	425	164.401162	0.320605714	0.142812285		
40-007-CPC_16	62.82534507	4.220508415	133.6077356	43.59172686	1699	636.1399795	0.194331533	0.529777638		
40-007-CPC_17	60.2792858	2.068257227	84.31592499	11.62586102	832.5	291.6036241	0.24025408	0.285078284		
40-007-CPC_18	60.90308003	2.42354896	160.254518	40.83629276	2106	483.1677804	0.145700783	0.619960293		
40-007-CPC_19	79.27513684	9.10076514	545.025128	124.7438486	3969.5	422.4245843	0.380827353	0.85454774		
40-007-CPC_20	59.44005941	1.389314783	121.6823599	38.34465872	1618	626.7403389	0.072007702	0.511514574		
40-007-CPC_21	61.66910526	0.898950141	180.5851682	40.18286392	2309.5	420.2803271	0.061485653	0.658504041		

Muestra 90-005-CPC

Relaciones isotópicas

Grain ID	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s error	$^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$	1s error
90-005-CPC_01	0.49173	0.0097	0.0185985	0.00046	1.50536	0.69	0.00563258	0.0011
90-005-CPC_02	0.234267	0.018	0.00853615	0.00014	0.323713	0.07	0.00783264	0.00079
90-005-CPC_03	0.119906	0.014	0.00709289	0.00015	0.0868859	0.032	0.00578711	0.0013
90-005-CPC_05	0.114484	0.02	0.00729916	0.00029	0.158262	0.087	0.00725007	0.00073
90-005-CPC_06	0.127125	0.012	0.00753664	0.00021	0.167154	0.046	0.00704693	0.00093
90-005-CPC_07	0.0973598	0.018	0.00682077	0.00014	0.138465	0.048	0.00821911	0.00072
90-005-CPC_08	0.15668	0.01	0.00768765	0.000051	0.247537	0.081	0.00592494	0.00083
90-005-CPC_09	0.140047	0.024	0.00755607	0.0002	0.102914	0.021	0.00845656	0.001
90-005-CPC_10	0.0718273	0.011	0.00665927	0.000051	0.10984	0.03	0.00665072	0.00071
90-005-CPC_11	0.0795958	0.013	0.0067711	0.000043	0.0918319	0.019	0.00678591	0.00073
90-005-CPC_12	0.098214	0.014	0.00679957	0.000051	0.1265	0.043	0.005565	0.00081
90-005-CPC_13	0.0596301	0.0038	0.00679758	0.000067	0.0547294	0.004	0.00763638	0.00034
90-005-CPC_14	0.0918509	0.016	0.00731793	0.00036	0.0404437	0.016	0.00497853	0.0012
90-005-CPC_15	0.0581924	0.0038	0.00819191	0.0002	0.0651569	0.0065	0.00630899	0.00087
90-005-CPC_16	0.0503539	0.00097	0.00658411	0.000087	0.0647302	0.0069	0.00689815	0.00033
90-005-CPC_17	0.0523715	0.0033	0.00665299	0.000035	0.086151	0.023	0.00715141	0.00043
90-005-CPC_18	0.0757161	0.012	0.0069686	0.00018	0.164159	0.049	0.00762285	0.001
90-005-CPC_19	0.037472	0.00079	0.00645173	0.000051	0.0461155	0.0036	0.00638349	0.00027
90-005-CPC_20	0.0943003	0.015	0.0068152	0.000067	0.125275	0.035	0.00893436	0.00096
90-005-CPC_21	0.0814064	0.013	0.0070341	0.00026	0.109478	0.027	0.00755062	0.0009
90-005-CPC_22	0.14569	0.034	0.00745109	0.00057	0.367437	0.17	0.00776908	0.0013
90-005-CPC_23	0.0614028	0.0063	0.00665332	0.000052	0.0707865	0.04	0.00493677	0.0011
90-005-CPC_24	0.0610318	0.005	0.00664998	0.00007	0.0851269	0.037	0.00536469	0.00086
90-005-CPC_25	0.0597964	0.0056	0.00641608	0.000058	0.0942416	0.024	0.00617032	0.00084
90-005-CPC_26	0.0866198	0.015	0.00683729	0.00027	0.108036	0.029	0.00866897	0.001
90-005-CPC_28	0.192893	0.013	0.00809412	0.00023	0.346556	0.1	0.00491299	0.00078
90-005-CPC_27	0.0520669	0.0036	0.00625639	0.000047	0.0410972	0.0045	0.00785026	0.00065
90-005-CPC_29	0.0927739	0.017	0.00672805	0.00012	0.0581123	0.019	0.00646769	0.0013
90-005-CPC_30	0.0516062	0.004	0.00625683	0.000049	0.076309	0.02	0.00693605	0.00074

Edades calculadas (Ma) no corregidas por plomo común. Errores son ± 2 sigma									
Grain name	206Pb/238U	2 s error	*207Pb/235U	2 s error	207Pb/206Pb	2 s error	RHO	Discordance	
90-005-CPC_01	152.9413728	8.542084493	1096.01602	45.7316312	4476	57.50317013	0.81970747	0.860456991	
90-005-CPC_02	70.64628233	3.001464216	359.5157306	47.7434123	3360.5	240.0233974	0.268870022	0.803495991	
90-005-CPC_03	58.75593047	2.94644676	168.6535565	36.80068607	2265	402.789994	0.212508725	0.651617602	
90-005-CPC_05	60.45663751	5.056302284	165.9379663	54.31437788	2185	607.8485398	0.236262808	0.635667238	
90-005-CPC_06	62.41411713	3.855918177	188.1279196	33.86176394	2365.5	322.1773343	0.31362796	0.668235755	
90-005-CPC_07	56.51160006	2.775881206	134.0101089	46.31775851	1898.5	664.7705898	0.134900574	0.578303454	
90-005-CPC_08	63.65854022	1.926876533	231.35968	26.979226	2716	210.4650526	0.232665826	0.724850327	
90-005-CPC_09	62.57424675	3.710648908	205.9146868	63.85233084	2529.5	575.1717657	0.173720499	0.696115669	
90-005-CPC_10	55.17924693	1.723404587	98.27195347	28.64339637	1332	592.6006955	0.104077728	0.438504629	
90-005-CPC_11	56.10185861	1.68558215	110.0765983	33.94414695	1528	615.3336955	0.094340879	0.490338006	
90-005-CPC_12	56.33671863	1.750808972	134.7177007	35.87349489	1914.5	511.4882743	0.110882568	0.581816507	
90-005-CPC_13	56.32030263	1.891500608	83.87978868	10.59078539	962.5	260.3473701	0.256694414	0.328559317	
90-005-CPC_14	60.61137488	6.159504951	135.538316	45.58250143	1793	634.4607318	0.283619636	0.552810034	
90-005-CPC_15	67.81223922	3.775600222	97.95653391	13.23202853	912.5	268.8451506	0.394709097	0.307731332	
90-005-CPC_16	54.5590932	2.067039524	69.1138784	3.618660764	607	83.47213656	0.702197262	0.210591354	
90-005-CPC_17	55.12743222	1.609749217	72.51230226	9.038338411	691.5	268.7902837	0.227489958	0.239750628	
90-005-CPC_18	57.73093618	3.3597434	107.8839215	32.73875956	1433.5	604.6691741	0.183606758	0.464879146	
90-005-CPC_19	53.46666562	1.683105079	50.8581885	2.615437766	#N/D	#N/D	0.59949208	-0.051289226	
90-005-CPC_20	56.4656529	1.894687784	129.9575872	38.66444279	1841	575.8977779	0.10763351	0.565507069	
90-005-CPC_21	58.27112164	4.572081707	116.5728783	35.93062912	1570.5	598.2042884	0.24180789	0.500131398	
90-005-CPC_22	61.70902148	9.541983825	210.7193487	91.61521948	2595.5	778.2613965	0.31898841	0.707150663	
90-005-CPC_23	55.13015498	1.730366994	84.51360431	16.77083251	1022	415.3468642	0.153284751	0.347677153	
90-005-CPC_24	55.10259732	1.894672064	83.98304055	13.45685283	1009.5	332.3224673	0.207355503	0.34388423	
90-005-CPC_25	53.17244268	1.73710682	79.56418565	14.50435604	968	382.2809516	0.17383142	0.331703803	
90-005-CPC_26	56.6478723	4.713498394	120.340071	40.05894755	1685.5	639.2715249	0.236979044	0.529268416	
90-005-CPC_28	67.00693095	4.204277708	290.8673213	37.31376176	3053.5	215.7275549	0.42462454	0.769630598	
90-005-CPC_27	51.85434066	1.612664026	67.9474066	9.2993162	679	295.5464428	0.221198159	0.236845919	
90-005-CPC_29	55.74670628	2.49560156	126.4423608	43.44340456	1811.5	665.776155	0.124396135	0.559113687	
90-005-CPC_30	51.85797285	1.628891821	67.37028524	10.28909741	660	332.344401	0.200426257	0.230254516	

Relaciones isotópicas

Grain ID	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s error	$^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$	1s error
1246-1_1	0.0405186	0.0016	0.00542344	0.000053	0.0330503	0.0014	0.00665439	0.00023
1246-1_2	0.0423591	0.0022	0.00542028	0.000071	0.0368982	0.0057	0.00752962	0.00083
1246-1_3	0.0509931	0.0016	0.0054671	0.000068	0.0429605	0.0035	0.00694729	0.0005
1246-1_04	0.0370055	0.0012	0.0053651	0.00006	0.036521	0.0039	0.00642102	0.00041
1246-1_05	0.0436757	0.0012	0.0053626	0.000068	0.0294887	0.0019	0.00826704	0.00047
1246-1_06	0.0495166	0.0023	0.00535128	0.000049	0.0478895	0.022	0.00525625	0.00075
1246-1_07	0.0407628	0.0015	0.00545272	0.000072	0.0457901	0.0053	0.00567894	0.00056
1246-1_08	0.0427064	0.0022	0.00532265	0.000044	0.0308777	0.0022	0.00748192	0.00056
1246-1_09	0.043636	0.0034	0.00535522	0.000059	0.0832649	0.039	0.00745753	0.0014
1246-1_10	0.0414091	0.00052	0.00540778	0.000066	0.0313068	0.0015	0.00734364	0.00021
1246-1_11	0.0444757	0.0014	0.00559478	0.000075	0.0346474	0.0029	0.00702894	0.0005
1246-1_12	0.044887	0.0023	0.00531748	0.000049	0.0412048	0.0043	0.00673862	0.00056
1246-1_13	0.0589733	0.003	0.00543612	0.000074	0.0570634	0.01	0.00721374	0.00089
1246-1_14	0.0428672	0.0019	0.00546346	0.000043	0.0344878	0.0022	0.00663444	0.00043
1246-1_15	0.0321139	0.0016	0.00532425	0.00005	0.0284891	0.0028	0.00691167	0.00068
1246-1_16	0.045671	0.0018	0.00542684	0.000071	0.0369534	0.0033	0.00718109	0.00056
1246-1_17	0.0453459	0.0018	0.00535192	0.000053	0.0468515	0.0074	0.00703498	0.001
1246-1_18	0.0408311	0.0013	0.0054246	0.000054	0.038367	0.0044	0.0063569	0.00062
1246-1_19	0.0419175	0.001	0.00527201	0.000044	0.0330959	0.0028	0.00753092	0.00045
1246-1_20	0.0427788	0.0014	0.0054362	0.000069	0.0287608	0.0019	0.00857518	0.0004

Edades calculadas (Ma) no corregidas por plomo común. Errores son ± 2 sigma									
Grain name	206Pb/238U	2 s error	*207Pb/235U	2 s error	207Pb/206Pb	2 s error	RHO	Discordance	
1246-1_1	46.61103375	0.92634985	47.36016091	3.769438981	85	187.5376705	0.245206213	1.581766508	
1246-1_2	46.58397344	1.229925231	49.43172685	5.169120846	189.5	241.829032	0.247777273	5.760983049	
1246-1_3	46.98489963	1.179337015	59.71544938	3.923357771	605.5	135.9360179	0.372489034	21.318687	
1246-1_04	46.11142739	1.043817054	42.88372038	2.887440599	#N/D	#N/D	0.330625453	-7.52664878	
1246-1_05	46.09001728	1.178942215	50.40150563	2.985204624	260.5	126.4475438	0.422943917	8.554284837	
1246-1_06	45.99307136	0.858892516	56.83917848	5.235895456	541.5	203.2691673	0.198283147	19.0820969	
1246-1_07	46.86176434	1.246969267	47.89022239	3.663159747	99.5	174.2953587	0.341282055	2.147532403	
1246-1_08	45.74787392	0.775227032	48.95103118	4.98743783	208.5	239.0295478	0.163502877	6.543595066	
1246-1_09	46.02681419	1.026913598	50.28919687	7.712761675	258.5	358.1199069	0.143303913	8.475742207	
1246-1_10	46.47692998	1.145294911	48.2401909	1.667745161	136.5	59.54174343	0.698558718	3.655169851	
1246-1_11	48.07811457	1.298248688	53.46544339	3.571672912	302	143.7302645	0.39535618	10.07628194	
1246-1_12	45.70359522	0.858686683	51.33958768	5.213309602	323	232.8760449	0.181579691	10.97786858	
1246-1_13	46.71961636	1.280791187	68.37407525	6.962025608	912	209.5688991	0.261619951	31.67056931	
1246-1_14	46.95373707	0.759608624	50.39897034	4.429883515	217.5	205.3357643	0.180669131	6.835932585	
1246-1_15	45.76157713	0.875475495	37.03889909	3.690097362	#N/D	#N/D	0.189794788	-23.55004672	
1246-1_16	46.64014914	1.229948177	53.25976892	4.314132261	362	177.9686951	0.318567972	12.42893072	
1246-1_17	45.99855244	0.9259536	52.17862164	4.166338137	346	179.7396897	0.246947597	11.84406372	
1246-1_18	46.62096725	0.943142795	47.72694566	3.118057495	103.5	150.7413263	0.303823859	2.317303983	
1246-1_19	45.31415221	0.77487623	47.621082	2.362990075	165	111.8033367	0.338004784	4.844345604	
1246-1_20	46.72030142	1.196133998	50.05269551	3.435812451	212.5	151.8566452	0.365428409	6.657771477	

Relaciones isotópicas

Grain ID	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s error	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s error	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s error	$^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$	1s error
1246-4-01	0.0498513	0.0016	0.00551086	0.00049	0.0389848	0.0032	0.00757293	0.00051
1246-4-02	0.0417912	0.0015	0.00546581	0.00007	0.0431396	0.0042	0.00622176	0.00053
1246-4-03	0.0419891	0.00066	0.00548287	0.000056	0.0321735	0.0011	0.00719481	0.00018
1246-4-04	0.039355	0.00084	0.00548256	0.000095	0.0290839	0.0013	0.00718726	0.00034
1246-4-05	0.0455644	0.00094	0.00542056	0.000067	0.0330922	0.0011	0.00751332	0.0002
1246-4-06	0.0412617	0.00027	0.00544528	0.000068	0.032052	0.00052	0.00711365	0.000056
1246-4-07	0.047189	0.00066	0.00585033	0.000048	0.0401354	0.0011	0.00702651	0.00016
1246-4-08	0.0429406	0.00086	0.00542884	0.000069	0.0316835	0.0015	0.00748641	0.00031
1246-4-09	0.0418496	0.00047	0.00548575	0.00008	0.0335485	0.0013	0.00700115	0.00019
1246-4-10	0.0426717	0.00045	0.00540146	0.000069	0.0333311	0.00089	0.00706174	0.00013
1246-4-11	0.0373726	0.0029	0.00542898	0.000072	0.025266	0.003	0.00722037	0.00076
1246-4-12	0.0403876	0.0028	0.00547542	0.000078	0.0274495	0.0024	0.00840239	0.00088
1246-4-13	0.0442199	0.00065	0.00534175	0.000052	0.0327748	0.00077	0.00710335	0.00015
1246-4-14	0.0449404	0.0027	0.0054969	0.000073	0.0353114	0.0055	0.00784766	0.0012
1246-4-15	0.0437019	0.0012	0.00533552	0.000045	0.0388912	0.0021	0.00631141	0.00032
1246-4-16	0.0428563	0.0012	0.00545346	0.000077	0.0319357	0.0023	0.00758446	0.00047
1246-4-17	0.0412881	0.00031	0.00537479	0.000054	0.0322655	0.00052	0.00695481	0.00007
1246-4-18	0.0432743	0.00078	0.00545872	0.000064	0.0328942	0.0015	0.00704695	0.00028
1246-4-19	0.0427678	0.0025	0.00535116	0.000059	0.0225009	0.0021	0.00966103	0.00084
1246-4-20	0.0404232	0.00027	0.00542643	0.000054	0.0303375	0.00052	0.00727099	0.00011

Edades calculadas (Ma) no corregidas por plomo común. Errores son ± 2 sigma										
Grain name	206Pb/238U	2 s error	*207Pb/235U	2 s error	207Pb/206Pb	2 s error	RHO	Discordance		
1246-4-01	46.52425517	0.991440205	57.5241326	3.784807085	543.5	140.4581115	0.316204237	0.191221961		
1246-4-02	46.14528822	1.298242365	48.0547513	3.620857446	144	168.5991808	0.366203924	0.039735157		
1246-4-03	46.28880196	1.089942765	48.42413277	1.864795909	155.5	73.94585893	0.599220145	0.044096418		
1246-4-04	46.28619418	1.689560049	45.4507914	2.50307014	1.5	103.1312767	0.650478082	-0.018380379		
1246-4-05	45.76461641	1.250747869	51.86160247	2.508629829	343.5	93.62558456	0.552757008	0.117562624		
1246-4-06	45.97257957	1.266950889	47.285725	1.420400822	114	31.71588386	0.899436692	0.027770441		
1246-4-07	49.37920841	0.996571207	57.79844166	1.94746476	422	62.81170823	0.584427498	0.145665402		
1246-4-08	45.83427472	1.281493684	49.01897791	2.344004311	207.5	93.1640431	0.572829562	0.06496878		
1246-4-09	46.31302906	1.453288281	48.29177753	1.829496777	147.5	53.15485135	0.811668989	0.040974853		
1246-4-10	45.6039283	1.280382786	48.47932328	1.672022465	193	49.55575959	0.797603979	0.05931178		
1246-4_11	45.83545251	1.327393653	42.79584592	6.608550848	#N/D	#N/D	0.185131534	-0.071025739		
1246-4_12	46.22613076	1.421808209	46.55702794	6.45678717	63.5	330.3195092	0.218222252	0.007107352		
1246-4_13	45.10156284	1.025101226	49.65391797	1.808676106	275	67.71935609	0.61106356	0.09168169		
1246-4_14	46.40682406	1.345403834	51.87149398	6.245508802	312	273.5519182	0.236106844	0.105350155		
1246-4_15	45.04914496	0.926247567	49.03020969	2.810327359	248	126.6282975	0.351583315	0.081196159		
1246-4_16	46.04139438	1.405484225	49.14161962	3.064012297	203	130.1703671	0.479715122	0.063087567		
1246-4_17	45.37954716	1.055603669	46.71665744	1.274763937	115.5	36.1531618	0.835981728	0.028621703		
1246-4_18	46.08564411	1.207115863	49.65609998	2.166428091	225.5	83.62589879	0.58798878	0.071903671		
1246-4_19	45.18073575	1.12774042	48.1440433	5.617013945	198	271.7081175	0.210247988	0.061550866		
1246-4_20	45.81399986	1.058169511	46.18956233	1.215707485	65.5	32.63198683	0.860817526	0.008130895		

