Modelamiento termal a partir de datos termocronométricos y paleotermométricos en la zona central de la Cordillera Oriental entre las regiones de Paipa y la sierra nevada de El Cocuy (Colombia)

María José Aguilar Diaz y Silvio Andrés Pacheco Hermosilla

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geólogo

Director
Juan Carlos Ramírez Arias
Geólogo candidato a Ph.D

Codirector
Julián David De Bedout Ordoñez
Geólogo M.Eng.

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas
Escuela de Geología
Bucaramanga
2022

Dedicatoria

A todas las personas que me aman y cuidan, a los que creen en mí y son capaces de decir lo difícil, a los que alientan en las cuestas y disfrutan los valles, a los que inspiran y a los que me acompañan.

María José Aguilar Díaz

Dedicatoria

Este trabajo es dedicado principalmente a mí, por mi esfuerzo y dedicación en el cumplimiento satisfactorio de esta etapa, a un paso de la vida profesional.

A mis padres Silvio y Ana por todo su apoyo incondicional, por mi formación moral, personal y profesional, y a mis demás familiares por confiar en mí en el transcurso de mi carrera, en especial a mi Abuela Eli por finalmente cumplir su sueño. A mi primo David por ayudarme a encontrar mi verdadera vocación y a mi primo Oscar por sus consejos académicos y profesionales.

A Stefani por estar para mi cuando nadie más estaba (since I was 14) y por su pensamiento y principios guía para ser quien soy actualmente.

A mi mejor amigo Andrés, quien siempre me brindó su apoyo incondicional y sus SAbios consejos en el alcance de esta meta.

Y finalmente, a mis compañeros de la universidad por todas las experiencias vividas, los retos superados y el apoyo mutuo: El Tri (Leidy y Camila, ¿por qué siempre que hay problemas están ustedes 3?), Lex y Majo. Y a mis mejores amigas Gladys por su constante ánimo y estar pendiente de mí y Angee por confiar en mí y creer que soy el mejor siempre.

Silvio Andrés Pacheco Hermosilla

Agradecimientos

Los autores de este trabajo de investigación agradecen en primer lugar al director del proyecto Juan Carlos Ramírez Arias geólogo candidato a Ph.D, por su guía, tiempo y conocimientos durante las distintas etapas de desarrollo del proyecto para lograr los resultados buscados y al codirector Julián David De Bedout Ordoñez geólogo M.Eng, por su apoyo, consejos y conocimientos para llevar a cabo este proceso de investigación.

Gracias a la Universidad Industrial de Santander por permitir la elaboración del proyecto y por su espacio, recursos y herramientas brindadas. También a la Agencia Nacional de Hidrocarburos y al Servicio Geológico Colombiano por la disponibilidad de los datos empleados que contribuyeron significativamente en el desarrollo del trabajo.

Por último, un agradecimiento especial a nuestros familiares y amigos por su apoyo moral, emocional y sus contribuciones personales durante la realización del proyecto, en especial se hace mención a nuestros padres que siempre estuvieron apoyándonos a lo largo de este camino.

María José Aguilar Díaz

Silvio Andrés Pacheco Hermosilla

Tabla de Contenido

Pág.

Introducción 14
1. Objetivos 16
1.1 Objetivo general 16
1.2 Objetivos específicos 16
2. Localización del área de estudio 17
3. Metodología 18
3.1 Fase I: Revisión y recopilación bibliográfica 18
3.2 Fase II: Adquisición de datos 19
3.3 Fase III: Carga y procesamiento de datos 19
3.4 Fase IV: Resultados 20
3.5 Fase V: Integración, discusión y conclusiones 20
3.6 Fase VI: Elaboración del libro 20
4. Marco teórico 22
4.1 Cuencas sedimentarias: clasificación y mecanismos de formación 22
4.2 Cuencas extensionales 25
4.2.1 Flujo de calor 25
4.2.2 Modelo de McKenzie 27
4.2.3 Decompactación (Backstripping) 31
4.3 Modelamiento de sistemas petrolíferos 32
4.3.1 Elementos y procesos del sistema petrolífero 32
4.3.2 Modelamiento 39
4.4 Termocronología 42
5. Marco geológico 48
5.1 Marco Tectónico 48
5.2 Evolución tectónica 52
5.2.1 Rifting Mesozoico 54
5.2.2 Inversión durante el Cenozoico 55

5.3 Estructura de la Cordillera Oriental: Dominios 57
5.3.1 Dominios del piedemonte oriental y occidental 60
5.3.2 Dominios invertidos del este y oeste 61
5.3.3 Dominio depresivo central (Región axial) 62
5.4 Estratigrafía 63
5.5 Magmatismo en la Cordillera Oriental 67
5.6 Evolución de los sistemas petrolíferos de la región 74
6. Resultados 79
6.1 Cartas estratigráficas 79
6.2 Modelamiento de subsidencia 1D 86
6.2.1 Datos de entrada 89
6.2.2 Condiciones límite 95
6.2.3 Calibración 101
6.2.4 Exhumación y erosión 104
6.3 Modelamiento de historia de exhumación 120
6.4 Evaluación del potencial de generación de hidrocarburos 126
7. Discusión 139
8. Conclusiones 159
Recomendaciones 162
Referencias Bibliográficas 163
Apéndices 175

Lista de Tablas

Pág.

Tabla 1 Madurez termal y reflectancia de la vitrinita (%R_o)..... 39
Tabla 2 Descripción de las diferentes formaciones geológicas que afloran en la plancha 172 – Paz de Río..... 64
Tabla 3 Espesores de las diferentes formaciones geológicas que afloran en la plancha 172 – Paz de Río..... 65
Tabla 4 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 1A 89
Tabla 5 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 1B 89
Tabla 6 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 2A 89
Tabla 7 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 2B 90
Tabla 8 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 3A 90
Tabla 9 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 3B 90
Tabla 10 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 4A 90
Tabla 11 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 4B 91
Tabla 12 Datos de entrada para los modelos de subsidencia 5A y 5B 91
Tabla 13 Datos de entrada para los modelos de subsidencia 5C y 5D 91
Tabla 14 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 5E..... 91
Tabla 15 Datos de entrada para el modelo de subsidencia 6A 92
Tabla 16 Gradiente geotermal para cada modelo 100
Tabla 17 Reflectancia de la vitrinita del Bloque 1 102
Tabla 18 Reflectancia de la vitrinita del Bloque 2 103
Tabla 19 Reflectancia de la vitrinita del Bloque 3 103
Tabla 20 Reflectancia de la vitrinita del Bloque 4 103
Tabla 21 Reflectancia de la vitrinita del Bloque 5 104
Tabla 22 Reflectancia de la vitrinita del Bloque 6 104

Lista de Figuras

Pág.

Figura 1 Mapa de localización de la zona de estudio.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 2 Esquema de la metodología planteada para el desarrollo de proyecto de grado .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 3 Principales tipos de cuencas y mecanismos de subsidencia .**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 4 Configuración del modelo de estiramiento uniforme de McKenzie, (1978) **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 5 Flujo de calor en función del tiempo para varios valores de β ..**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 6 Flujo de calor en función del tiempo para varios valores de β ..**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 7 Esquema de las etapas de la técnica de decompactación .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 8 Esquema de los elementos del sistema petrolífero y sus procesos geológicos esenciales.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 9 Esquema general de la evolución de la materia orgánica .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 10 Ejemplo de un modelo de la historia de subsidencia y madurez termal de rocas generadoras.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 11 Ejemplo de un modelo de las curvas de subsidencia de una cuenca..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 12 Huellas de fisión espontáneas de ^{238}U.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 13 Secuencia analítica para la reconstrucción de historias termales..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 14 Relación de la zona de generación de hidrocarburos, el $\%R_o$ y algunos termocronómetros.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 15 Esquema tectónico de Los Andes del Norte .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 16 Relieve topográfico adyacente a la Sierra Nevada de El Cocuy..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 17 Mapa estructural de la zona de estudio, evidenciando las fallas y los pliegues principales.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 18 Evolución tectónica de la Cordillera Oriental desde el Jurásico Tardío al Mioceno.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 19 Dominios estructurales de la Cordillera Oriental **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 20 Corte geológico a través de la Cordillera Oriental.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 21 Carta estratigráfica de la Cordillera Oriental de Colombia.**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 22 Perfil esquemático de intrusiones magmáticas a lo largo de la cuenca durante el Campaniano.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 23 Modelo tectonomagmático del área volcánica de Paipa-Iza en el Mioceno Tardío-Plioceno .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 24 Modelo de evolución tectónica de la CO en la región de El Cocuy durante los últimos 15Ma.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 25 Carta del sistema petrolífero de la Cordillera Oriental .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 26 Correlación estratigráfica de las planchas 171 – Duitama, 172 – Paz de Río, 173 – Támara, 152 – Soatá, 153 – Chita y 137 – El Cocuy 82
Figura 27 Mapa de la localización de las cartas estratigráficas en el área de estudio **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 28 Carta estratigráfica 1 .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 29 Carta estratigráfica 2 .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 30 Carta estratigráfica 3 .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 31 Mapa de ubicación de los pseudopozos usados en cada modelo de subsidencia .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 32 Perfil de elevación del Bloque 1 (Arcabuco).....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 33 Perfil de elevación del Bloque 2 (Floresta).....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 34 Perfil de elevación del Bloque 3 (Soápaga – Guaicáramo) **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 35 Perfil de elevación del Bloque 4 (Borde Llanero) .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 36 Perfil de elevación del Bloque 5 (El Cocuy).....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 37 Perfil de elevación del Bloque 6 (Capitanejo - Bucaramanga) **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 38 Clasificación de ambientes marinos bentónicos .**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 39 Ambientes deposicionales y rangos batimétricos para interpretaciones paleoambiéntales .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 40 Mapa de espesor de la corteza.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 41 Mapa de gradientes geotérmicos de Colombia ...**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 42 Temperatura de superficie de América del Sur..**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 43 Mapa de datos de reflectancia de la vitrinita.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 44 Resumen de edades para el inicio del enfriamiento en el margen oriental de la CO.....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 45 Mapa de exhumación diferencial de la Cordillera Oriental en el área de estudio .....**¡Error! Marcador no definido.**
Figura 46 Tasas de erosión debido al levantamiento de la Cordillera Oriental..... **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 47 Modelamiento de subsidencia 1A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 48 Modelamiento de subsidencia 1B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 49 Modelamiento de subsidencia 2A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 50 Modelamiento de subsidencia 2B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 51 Modelamiento de subsidencia 3A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 52 Modelamiento de subsidencia 3B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 53 Modelamiento de subsidencia 4A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 54 Modelamiento de subsidencia 4B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 55 Modelamiento de subsidencia 5A y 5B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 56 Modelamiento de subsidencia 5C, 5D Y 5E ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 57 Modelamiento de subsidencia 6A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 58 Mapa de muestras de termocronología ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 59 Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 1: Muestra RG-04, Formación Montebel ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 60 Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 2: Muestra AM-10 Formación, Girón ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 61 Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 2: Muestra AM-09, Formación Une ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 62 Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 3: Muestra FT2-04, Formación Une ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 63 Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 4: Muestra MP-85, Formación Cuervos ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 64 Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 5: Muestra 1032_19, Fm Aguardiente ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 65 Porcentaje de transformación del Bloque 1 (Arcabuco), Modelo 1A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 66 Porcentaje de transformación del Bloque 1 (Arcabuco), Modelo 1B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 67 Porcentaje de transformación del Bloque 2 (Floresta), Modelo 2A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 68 Porcentaje de transformación del Bloque 2 (Floresta), Modelo 2B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 69 Porcentaje de transformación del Bloque 3 (Soápaga - Guaicáramo), Modelo 3A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 70 Porcentaje de transformación del Bloque 3 (Soápaga - Guaicáramo), Modelo 3B ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 71 Porcentaje de transformación del Bloque 4 (Borde Llanero), Modelo 4A **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 72 Porcentaje de transformación del Bloque 4 (Borde Llanero), Modelo 4B **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 73 Porcentaje de transformación del Bloque 5 (El Cocuy), Modelo 5C ..... **¡Error! Marcador no definido.**

Figura 74 Porcentaje de transformación del Bloque 5 (El Cocuy), Modelo 5D ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 75 Porcentaje de transformación del Bloque 5 (El Cocuy), Modelo 5E..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 76 Porcentaje de transformación del Bloque 6 (Capitanejo - Bucaramanga), Modelo 6A ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 77 Ajuste termocronológico Modelo 4 ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 78 Comparación modelos de subsidencia, temperatura y reflectancia de la vitrinita: Modelo 4..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 79 Porcentaje de transformación del Modelo 4 ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 80 Mapa de manifestaciones magmáticas en la Cordillera Oriental..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 81 Compilación de curvas de subsidencia y flujo de calor..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 82 Ubicación de los modelos de subsidencia y mediciones termocronológicas ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 83 Porcentaje de transformación del Cretácico Inferior ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 84 Porcentaje de transformación del Cretácico Superior..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 85 Tasa de generación de petróleo del Cretácico Inferior ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 86 Tasa de generación de petróleo, Cretácico Superior..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 87 Tasa de expulsión de petróleo del Cretácico Inferior ..... **¡Error! Marcador no definido.**
Figura 88 Tasa de expulsión de petróleo del Cretácico Superior..... **¡Error! Marcador no definido.**

Lista de Apéndices

Pág.

Apéndice A. Ecuaciones del flujo de calor y decompactación (backstripping) 175
Apéndice B. Input de los modelos de subsidencia 1D..... 179
Apéndice C. Datos de paleobatimetría 183
Apéndice D. Recopilación de datos termocronológicos..... 190

Resumen

Título: Modelamiento termal a partir de datos termocronométricos y paleotermométricos en la zona central de la Cordillera Oriental entre las regiones de Paipa y la sierra nevada de El Cocuy (Colombia)[*]

Autores: María José Aguilar Diaz, Silvio Andrés Pacheco Hermosilla[**]

Palabras Clave: Termocronología de baja temperatura, reflectancia de la vitrinita, historia de subsidencia, flujo de calor, historia termal

Descripción: En la Cordillera Oriental se presenta un aumento de la madurez termal desde Paipa hasta la región de El Cocuy, razón por la cual distintos autores plantean un posible evento igneometamórfico en El Cocuy similar al presentado en Paipa como responsable del aumento de esa madurez. Este trabajo busca evaluar diferentes escenarios (espesores máximos y mínimos para la subsidencia, altos flujos de calor y erosión) para entender la historia termal de la zona central de la Cordillera Oriental, entre las regiones de Paipa y El Cocuy mediante la comparación de historias tiempo-temperatura (t-T), de modelos de subsidencia a partir de datos paleotermométricos (calibración con reflectancia de la vitrinita) y modelos de exhumación a partir de datos termocronométricos (AFT, A-He y Z-He). Dentro de los factores que pueden explicar la madurez de las rocas en El Cocuy se evalúa un alto flujo de calor en el Cretácico y otro en los últimos 10 Ma, en base a las manifestaciones magmáticas interpretadas en la zona, así como un aumento en el espesor erosionado de las formaciones, encontrándose que el principal factor que provoca esta madurez termal es un calentamiento por enterramiento. Así mismo al evaluar el potencial de generación de hidrocarburos de las rocas fuente de la CO se tiene que en algunas zonas durante el Cretácico se generan y expulsan hidrocarburos a tasas menores que aquellas que presentan eventos termales que favorecen su producción, planteándose que debido a la compresión presentada en la CO, ese hidrocarburo pudo migrar y formar acumulaciones en trampas estructurales en el Piedemonte Llanero después de 37 Ma. Finalmente, se obtiene que en la CO la historia termal y de exhumación difiere de un bloque tectónico a otro y varía localmente dependiendo de las condiciones geológicas que se hayan presentado.

[*] Trabajo de Grado

[**] Universidad industrial de Santander (UIS). Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Juan Carlos Ramírez Arias. Geólogo candidato a Ph.D. Codirector: Julián David De Bedout Ordoñez. Geólogo M. Eng

Abstract

Title: Thermal modeling based on thermochronometric and paleothermometric data in the central zone of the Eastern Cordillera between the regions of Paipa and the Sierra Nevada de El Cocuy (Colombia)[*]

Authors: María José Aguilar Diaz, Silvio Andrés Pacheco Hermosilla[**]

Key Words: Low temperature thermochronology, vitrinite reflectance, subsidence history, heat flux, thermal history

Description: In the Eastern Cordillera, there is an increase in thermal maturity from Paipa to the El Cocuy region; that is why different authors suggest a possible igneous-metamorphic event in El Cocuy similar to the one presented in Paipa as responsible for this maturity increase. This work seeks to evaluate different scenarios (maximum and minimum thicknesses for subsidence, high heat flows, and erosion) to understand the thermal history of the central zone of the Eastern Oriental, between the Paipa and El Cocuy regions by comparing time-temperature (t-T) paths, of subsidence models from paleothermometric data (reflectance vitrinite calibration) and exhumation models from thermochronometric data (AFT, A-He and Z-He). Among the factors that can explain the maturity of the rocks in El Cocuy, a high heat flow in the Cretaceous and another in the last 10 Ma are evaluated, based on the magmatic manifestations interpreted in the area, as well as an increase in the eroded thickness, finding the burial heating as the main factor responsible for this thermal maturity. Likewise, evaluating the potential of source rocks for hydrocarbon generation, it is found that in some areas during the Cretaceous hydrocarbons are generated and expelled at lower rates than those with thermal events which favor their production. Additionally, due to the compression processes during the Cenozoic in the CO, hydrocarbons could migrate and accumulate in structural traps in the Eastern foothills after 37 My. Finally, in the Eastern Cordillera, the thermal and exhumation histories differ from one tectonic block to another and vary locally depending on the geological conditions that have occurred.

---

[*] Undergraduate thesis

[**] Industrial University of Santander (UIS). Faculty of physicochemical Engineering. School of Geology. Advisor: Juan Carlos Ramírez Arias. Ph.D. candidate geologist. Co-advisor: Julián David De Bedout Ordoñez. Geologist M. Eng.

Introducción

La Cordillera Oriental ha sido afectada por diferentes eventos deformacionales como rifting, inversión, transpresión y un levantamiento orogénico reciente (Cediel, 2011; Sánchez-Villar, 2011), siendo una amplia cuenca extensional formada en el Jurásico-Cretácico (Sarmiento-Rojas *et al*., 2006) que sufrió una inversión tectónica en el Cenozoico (Colleta *et al*., 1990; Dengo & Covey 1993; Cooper *et al*., 1995; Mora *et al*., 2006).

La mayor elevación de la cordillera es la Sierra Nevada de El Cocuy, está asociada a edades de exhumación muy jóvenes, según datos termocronológicos de huellas de fisión y U-Th/He en apatito (Mora *et al.*, 2010b; Mora *et al*., 2013). Más al sur, en la región de Paipa-Iza existe un cuerpo volcánico con altos gradientes geotérmicos (Alfaro *et al*., 2009). Según Bernet *et al*., (2016), a través de un análisis de huellas de fisión en zircón y dataciones de U/Pb, el complejo volcánico estuvo activo durante el Plioceno – Pleistoceno, coincidiendo con la fase de rápida elevación de la superficie de la Cordillera Oriental cuando alcanzó su nivel actual de elevación.

Algunas investigaciones recientes como Siravo *et al*., (2018), plantean un evento de metamorfismo de contacto de baja presión/alta temperatura en las elevaciones más altas de la región de El Cocuy, que podría estar relacionado con intrusiones magmáticas poco profundas de hace 11 Ma, generando un gradiente térmico más alto en la región. Adicionalmente, se observa una tendencia de aumento de la madurez termal de las rocas desde la región de Paipa hacia la Sierra Nevada de El Cocuy, la cual se ve reflejada en los valores de reflectancia de la vitrinita desconociendo su causa.

El objetivo de este estudio es el modelado de la evolución termal de la región comprendida entre Paipa y El Cocuy a partir de la evaluación de múltiples escenarios durante el Mesozoico-Cenozoico, con el propósito de analizar y entender los procesos termales y tectónicos que pudieron influir en las condiciones actuales en El Cocuy, al evaluar escenarios similares al magmatismo en la región de Paipa; por lo que es posible que, de existir el magmatismo planteado por Siravo *et al*., (2018) en El Cocuy, este ocurriera al mismo tiempo que el vulcanismo en el área de Paipa-Iza.

Se propone un estudio basado en el modelamiento termal y de subsidencia 1D calibrado con datos de reflectancia de la vitrinita y un modelamiento de la exhumación con termocronología de baja temperatura con el fin de comparar los resultados que se obtengan con lo que se ha propuesto respecto a la evolución de la cuenca sedimentaria, los sistemas petrolíferos y la historia de exhumación de esta región. Además, la importancia del estudio de la madurez termal es reducir el riesgo exploratorio asociado a la temporalidad en la evaluación de posibles acumulaciones de hidrocarburos. Por último, se espera obtener como subproducto la evolución de la materia orgánica en las rocas generadoras, una correlación estratigráfica compilada a partir de diferentes trabajos publicados en la región e implicaciones sobre la historia térmica y tectónica de la Cordillera Oriental.

1. Objetivos

1.1 Objetivo general

Proponer escenarios plausibles para la historia termal de la zona central de la Cordillera Oriental entre las regiones de Paipa y la Sierra Nevada de El Cocuy (Colombia) a partir de datos termocronométricos y paleotermométricos.

1.2 Objetivos específicos

Analizar la evolución tectonoestratigráfica y su influencia en la evolución termal en la zona investigada.

Plantear una serie de posibles historias tiempo-temperatura (t-T) para las rocas en el área de estudio con datos de reflectancia de la vitrinita y los métodos A-He, AFT, Z-He y ZFT.

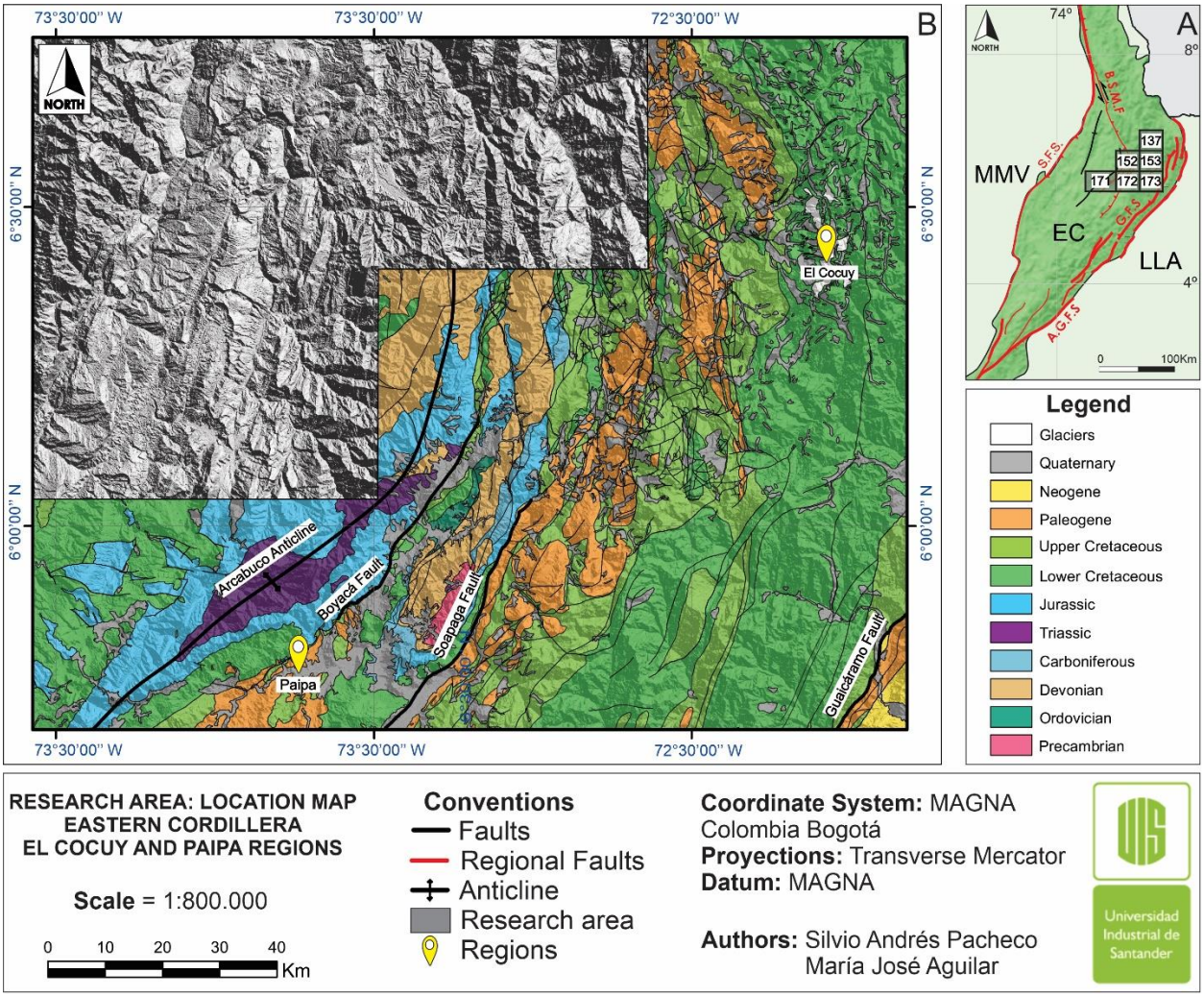
Establecer una serie de posibles historias de generación de hidrocarburos para diferentes niveles estratigráficos con potencial generador presentes en la zona investigada.

2. Localización del área de estudio

La zona de estudio se encuentra localizada al centro-oriente del territorio colombiano en la Cordillera Oriental de los Andes (**Figura 1A**), específicamente en el área comprendida entre la región de Paipa y la Sierra Nevada de El Cocuy en el departamento de Boyacá.

Figura 1

Mapa de localización de la zona de estudio



Nota: A) Localización regional de la zona de estudio dentro de la CO, las planchas analizadas y los principales sistemas de fallas. B) Mapa de la zona de estudio a escala 1:800.000 según la escala de tiempo geológica.

La zona abarca las planchas 171 – Duitama (Ulloa *et al*., 1976), 172 – Paz de Río (Ulloa *et al*., 2003), 173 – Támara (González *et al*., 2015b), 152 – Soatá (Vargas *et al*., 1981), 153 – Chita (Fabre *et al*., 1983) y 137 – El Cocuy (Fabre *et al*., 1981) del Servicio Geológico Colombiano (SGC) (**Figura 1B**), dentro de la cual se encuentran el Macizo de Floresta y las subcuencas Magdalena-Tablazo y El Cocuy. Adicionalmente, la Cordillera Oriental presenta diferentes sistemas de fallas principales, como el Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta (BSMF), el Sistema de Fallas Las Salinas (SFS), Sistema de Fallas de Guaicáramo (GFS) y el sistema de Fallas Algeciras – Garzón (AGSF).

3. Metodología

El procedimiento para la realización de este proyecto de investigación comprende distintas fases encaminadas a alcanzar los objetivos planteados, las cuales se describen a continuación:

3.1 Fase I: Revisión y recopilación bibliográfica

Búsqueda, recopilación y organización de la información existente sobre la evolución tectono-estratigráfica de la Cordillera Oriental, espesores, edades, litología y ambientes de depósito de las diferentes unidades del área de estudio, evolución de los sistemas petrolíferos y evidencias de magmatismo entre la región de Paipa y El Cocuy, parte de esta información de organiza en un primer inventario. Adicionalmente se indaga en artículos científicos relacionados con el tema de decompactación, termocronología (A-He, AFT, Z-He y ZFT) y cómo realizar el modelamiento de la historia de subsidencia y el flujo de calor.

3.2 Fase II: Adquisición de datos

Los datos requeridos para el desarrollo del proyecto de investigación son datos publicados de edades termocronológicas, compilados por el Servicio Geológico Colombiano (SGC); y datos de reflectancia de la vitrinita, compilados por la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). También se descargan las planchas geológicas del área de estudio junto con las memorias explicativas del SGC y el DEM de la zona. Estos datos recolectados también se organizan en un segundo inventario en base a su método de adquisición; de igual forma, en esta fase se reconocen las unidades y las principales estructuras presentes en el área de estudio en busca de un mejor entendimiento de la geología de la zona.

3.3 Fase III: Carga y procesamiento de datos

Se introducen los datos en los programas y se realiza su debido procesamiento para generar resultados acordes con la finalidad del proyecto. Los datos recolectados se ubican en mapas según sus coordenadas para conocer su distribución en la zona investigada, estos datos incluyen manifestaciones magmáticas, edades termocronológicas, y valores de reflectancia de la vitrinita, y se realiza una correlación estratigráfica para unificar la nomenclatura de las planchas de la zona. A partir de la correlación, la información de las planchas geológicas y de la comparación de diferentes secciones estratigráficas se generan cartas estratigráficas que son una recopilación de la información existente (espesores, edades, litologías, distribución de las diferentes unidades) y la base para los análisis de subsidencia. Además, se estudian los ambientes de depositación y la paleobatimetría para ajustar los modelos y luego calibrarlos con los datos paleotermométricos, para así poder realizar el modelamiento de la historia de subsidencia e historia termal a partir de lo propuesto por Angevine *et al*., (1990), Allen & Allen, (2013) y McKenzie, (1978), y posteriormente los modelos de exhumación.

3.4 Fase IV: Resultados

Con el procesamiento de los datos se elaboran tres cartas estratigráficas y se obtienen 14 modelos de subsidencia distribuidos en diferentes bloques tectónicos; la historia del flujo de calor durante el Mesozoico-Cenozoico para realizar el análisis de la historia termal de la región comprendida entre El Cocuy y Paipa; y 6 modelos de la historia de exhumación con datos termocronológicos. Asimismo, se plantea una serie de posibles historias tiempo-temperatura e historias de generación de hidrocarburos en intervalos potenciales del área. Finalmente, se analizan los modelos de subsidencia con picos termales correspondientes a intrusiones magmáticas; la madurez termal de las rocas generadoras circundantes, y se evalúa el potencial de generación de hidrocarburos para los distintos modelos generados.

3.5 Fase V: Integración, discusión y conclusiones

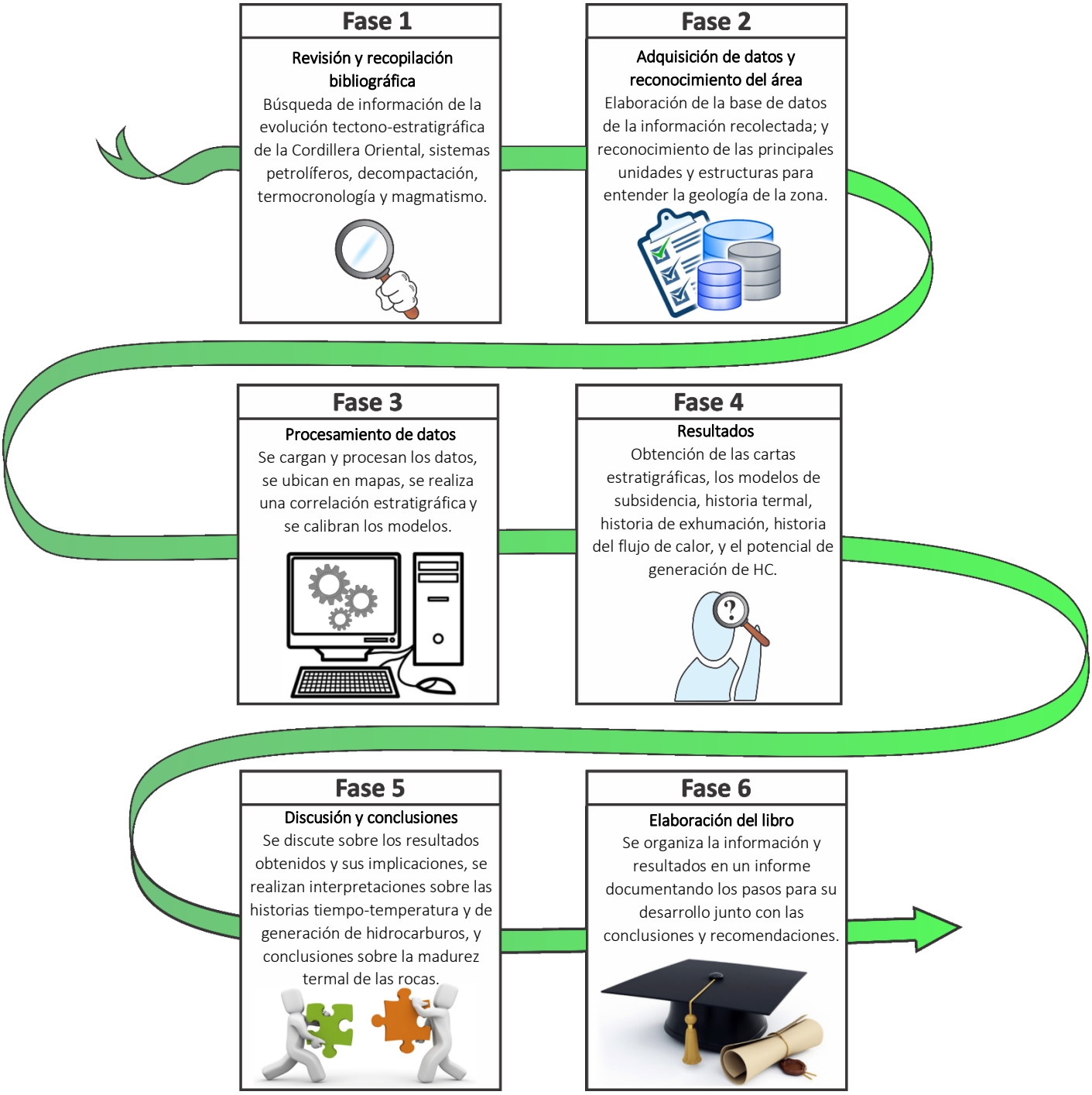
Se discute sobre los resultados obtenidos, sus implicaciones en la evolución de la zona de estudio y se realizan las interpretaciones correspondientes, también se realiza una comparación de los modelos de Paipa y El Cocuy, y se analiza la evolución tectono-estratigráfica del área y cómo esta ha influido en la evolución termal de la zona. En esta fase se integra la información, metodología, resultados y análisis en conclusiones, cumpliendo así con los objetivos planteados para el desarrollo del proyecto de grado.

3.6 Fase VI: Elaboración del libro

En la etapa final se organiza la información y los resultados obtenidos en un informe completo que cumpla con todos los requerimientos, en el cual se documenta de forma detallada cada paso empleado para desarrollar este proyecto, conceptos importantes y metodologías empleadas, junto con el análisis realizado, discusión, conclusiones y recomendaciones que se obtuvieron durante la investigación.

Figura 2

Esquema de la metodología planteada para el desarrollo de proyecto de grado



4. Marco teórico

4.1 Cuencas sedimentarias: clasificación y mecanismos de formación

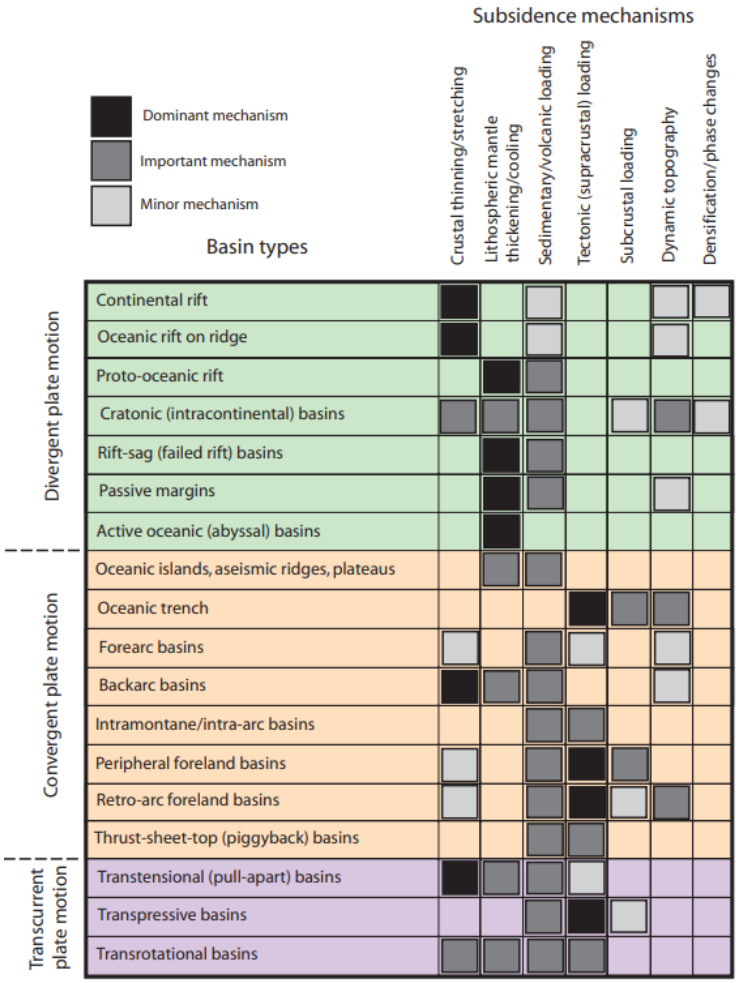
Las cuencas sedimentarias son depresiones de la superficie terrestre formadas por procesos de subsidencia prolongada, en las cuales se acumulan sedimentos en forma de capas que van siendo enterrados progresivamente a medida que sufren procesos de compactación, diagénesis, madurez termal, entre otros (Allen & Allen, 2013; Bessis, 1986).

La subsidencia es el hundimiento continuo de la superficie de la Tierra controlado por procesos litosféricos y corticales internos de origen mecánico, térmico y tectónico debido al flujo del manto terrestre, que permite la formación de cuencas sedimentarias de acuerdo con las leyes de compensación isostática (Bessis, 1986). La isostasia es la condición de equilibro a la que tienden la corteza y el manto en contra del levantamiento y descenso masivo, en la que la corteza al ser más ligera flota sobre el manto subyacente (Watts, 2001).

Las cuencas sedimentarias se pueden clasificar según su ambiente tectónico (**Figura 3**) en tres configuraciones principales, las cuencas ubicadas en bordes divergentes, convergentes y transformantes de acuerdo con los mecanismos de subsidencia que las forman (Allen & Allen, 2013; Busby & Ingersoll, 1995). Los mecanismos de formación de cuencas sedimentarias incluyen adelgazamiento litosférico (causado por estiramiento, procesos termales o ajuste isostático), deformación por flexión (por carga y descarga de la litosfera), dinámica mantélica (proceso termal y topografía dinámica causados por el flujo viscoso del manto) y deformación en ambientes de rumbo (deslizamiento) (Allen & Allen, 2013).

Figura 3

Principales tipos de cuencas y mecanismos de subsidencia



Nota: Matriz de los tipos de cuencas de acuerdo con el movimiento de placas divergente, convergente y transcurrente, junto con su respectivo mecanismo de subsidencia. Tomado de Allen & Allen, (2013).

El proceso de adelgazamiento litosférico incluye rifts activos (pluma mantélica) y rifts pasivos (ascenso del manto por esfuerzo extensional) produciendo cuencas intracontinentales, rifts, rifts fallados, depresiones proto-oceánicas, cuencas de bordes y márgenes continentales pasivos (Allen & Allen 2013). Los cambios en el grosor de la litosfera ocurren sí hay estiramiento, emplazamiento de material denso como diques u ofiolitas, sí se elimina parte de la corteza por procesos tectónicos o de erosión, o si una depresión se rellena con material más denso (Angevine *et al*., 1990).

La deformación por flexión indica que la litosfera se comporta como una viga elástica que se flexiona por la acción de una carga aplicada, causando que el manto subyacente se desplace y la placa doblada se mantenga a flote por el peso del manto desplazado (principio de Arquímedes), lo que implica compensación isostática y, por lo tanto, subsidencia y elevación, como en las cuencas de antepaís, fosas oceánicas, cadenas montañosas submarinas o islas oceánicas (Angevine *et al*., 1990; Allen & Allen, 2013).

El efecto de la dinámica mantélica se da por el flujo viscoso del manto acompañado de procesos termales, considera la tectónica de placas, celdas de convección, flotabilidad, patrones de flujo, viscosidad y la actividad magmática, observándose mejor en cuencas intracratónicas (Allen & Allen, 2013).

En el mecanismo termal la subsidencia ocurre por efectos térmicos que cambian la densidad de la litosfera, esta puede calentarse rápido debido a intrusiones y enfriarse lentamente por conducción, y a medida que la litosfera se enfría, se va hundiendo hasta obtenerse el gradiente geotérmico original (Angevine *et al*., 1990).

La deformación por deslizamiento produce un movimiento lateral entre bloques corticales o litosféricos adyacentes, la relación entre el movimiento de la placa y la orientación de la falla determina el tipo de rumbo: transtensivo (divergente) o transpresivo (convergente). Estas cuencas se forman en márgenes continentales e intracontinentales, transformantes oceánicas y continentales, y en los límites de colisión de arco y sutura, y pueden ser: transtensionales, transrotacionales y transpresionales (Allen & Allen, 2013).

La interpretación que se le ha dado a las cuencas en Colombia desde el punto de vista tectónico muestra una zona de subducción al occidente y que el magmatismo del Jurásico y Cretácico en la Cordillera Central sugiere que la Cordillera Oriental se desarrolló dentro de un arco magmático, potencialmente como un sistema extensional trasarco debido a su posición geológica (Cediel & Shaw, 2019; Cooper et al., 1995; Horton et al., 2010a).

4.2 Cuencas extensionales

Una parte importante de una cuenca es su evolución termal que puede ser estudiada según su contexto tectónico y mediante paleoindicadores orgánicos, geoquímicos, mineralógicos y termocronométricos (Allen & Allen, 2013; Sarmiento-Rojas, 2001). En una cuenca extensional normalmente se presenta un flujo de calor alto durante los primeros episodios de subsidencia, esta tiene dos componentes, una subsidencia inicial syn-rift controlada por fallas, que depende del espesor inicial de la corteza y litosfera, y de la cantidad de estiramiento (β); y una subsidencia termal post-rift que depende de la cantidad de estiramiento y disminuye exponencialmente con el tiempo, este es el resultado de una disminución en el flujo de calor con el tiempo (Einsele, 1992; Allen & Allen, 2013).

4.2.1 Flujo de calor

El flujo de calor es un flujo de energía por unidad de área por unidad de tiempo. En la Tierra, el flujo de calor existe mediante los procesos de conducción, convección y radiación electromagnética, cuya distribución de temperatura debe reflejar las entradas y salidas de calor al sistema terrestre (Allen & Allen, 2013). La conducción es un proceso difusivo mediante el cual la energía cinética se transfiere por colisiones intermoleculares en la litosfera, esta relación se explica mediante la ley de Fourier en la **Eq. 1** (Sarmiento-Rojas, 2001; Allen & Allen, 2013).

El flujo de calor (Q) es directamente proporcional al gradiente de la temperatura, K es el coeficiente de la conductividad termal, T es la temperatura dada en un punto medio y y es la coordenada en la dirección de la variación de la temperatura en la vertical a través de la litosfera hacia la superficie de la tierra (Sarmiento-Rojas, 2001; Allen & Allen, 2013).

$$Q = -K\frac{dT}{dy}\left(\frac{mW}{m^2}\ o\ \frac{cal}{cm^2 s}\right) \quad (1)$$

La convección requiere movimiento del medio para transmitir calor, predomina en el manto y es un proceso más rápido que la conducción, mientras que la radiación electromagnética tiene poca importancia en el balance de calor interno de la tierra, pero es muy importante para determinar el balance de calor de la superficie (Allen & Allen, 2013). El fujo de calor también está relacionado con el gradiente de temperatura por un coeficiente denominado conductividad térmica, además, la variación de la temperatura con la profundidad se conoce como geoterma (Allen & Allen, 2013).

Allen & Allen, (2013), proporcionan la solución de la ecuación de flujo de calor con la inclusión de la producción de calor mediante decaimiento de isotopos radiogénicos que hace que la geoterma se curve, la geoterma se puede calcular de diferentes formas, entre las cuales están el cálculo utilizando información del flujo de calor superficial, y otra opción con información del flujo de calor basal proveniente del manto.

Por último, existen dos modelos para la producción de calor radiogénico, el primero es el modelo de capas donde la producción de calor radiogénico es uniforme dentro de capas de grosor y profundidad variable, y el segundo es el modelo de la distribución exponencial donde la producción de calor radiogénico se reduce exponencialmente con la profundidad (Allen & Allen, 2013).

4.2.2 Modelo de McKenzie

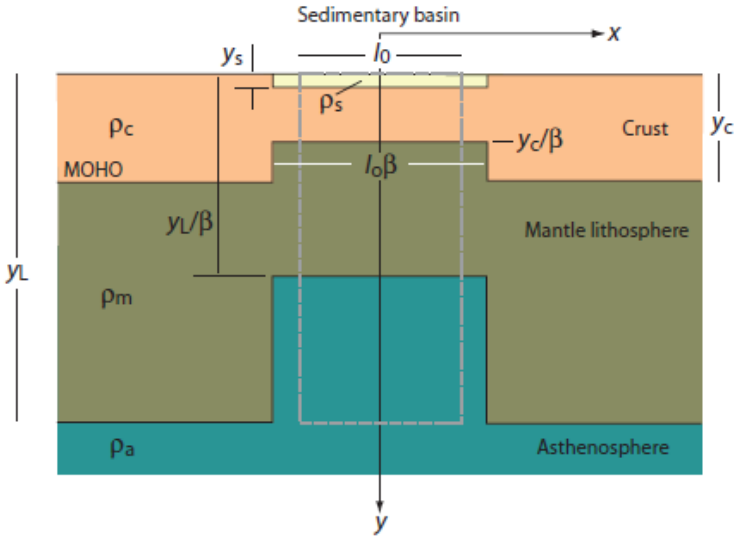
McKenzie, (1978), propone un modelo cuantitativo de cizalla pura para el desarrollo y evolución de las cuencas sedimentarias que inicia con un estiramiento uniforme de la litosfera que produce su adelgazamiento, ascenso de calor de la astenosfera, fractura de bloques y subsidencia.

Cacace, (2008), resume lo asumido por McKenzie, (1978), mencionando que la litosfera se superpone a una astenosfera parcialmente fundida, las densidades de la corteza, litosfera y astenosfera disminuyen linealmente con la temperatura presentando las mismas propiedades térmicas. Se considera que la geoterma es una función lineal desde una temperatura fija en la base de la litosfera (T ~1300 °C) hasta la temperatura de la superficie (T_0); el estiramiento mecánico inicial $\beta = (espesor\ original)/(espesor\ final)$, se considera instantáneo y conserva el volumen. Por último, los gradientes de temperatura laterales son mucho más pequeños que los gradientes verticales.

La **Figura 4** muestra la configuración del modelo de estiramiento uniforme de McKenzie, (1978), en el que la corteza y la litosfera subcortical se estiran horizontalmente y se adelgazan verticalmente de manera uniforme con la profundidad, también considera la extensión instantánea y uniforme de la litosfera y la corteza, con surgencia pasiva de astenosfera caliente para mantener el equilibrio isostático. Las densidades de sedimentos, corteza, litosfera del manto y astenosfera son ρ_s, ρ_c, ρ_m y ρ_a respectivamente, y la corteza y la litosfera tienen un espesor inicial de y_c y y_L (Allen & Allen, 2013).

Figura 4

Configuración del modelo de estiramiento uniforme de McKenzie, (1978)



Nota: Tomado de Allen & Allen, (2013).

Durante la extensión se produce subsidencia debido al rápido adelgazamiento de la corteza y la litosfera, y levantamiento debido a los efectos térmicos del adelgazamiento litosférico, mientras la astenosfera va ascendiendo induce un aumento en el gradiente térmico y reemplaza a la litosfera, lo que produce un reajuste isostático y una subsidencia inicial (syn-rift), definida en la **Eq. 2** (McKenzie, 1978). La subsidencia inicial S_i está controlada por las fallas y depende del espesor inicial de la corteza t_c y litosfera a, y el factor de estiramiento β (Allen & Allen, 2013).

$$S_i = \frac{a\left\{(p_0 - p_c)\frac{t_c}{a}\left(1 - \alpha T_l \frac{t_c}{a}\right) - \frac{\alpha T_1 p_0}{2}\right\}\left(1 - \frac{1}{\beta}\right)}{p_0(1 - \alpha T_l) - p_w} \quad (2)$$

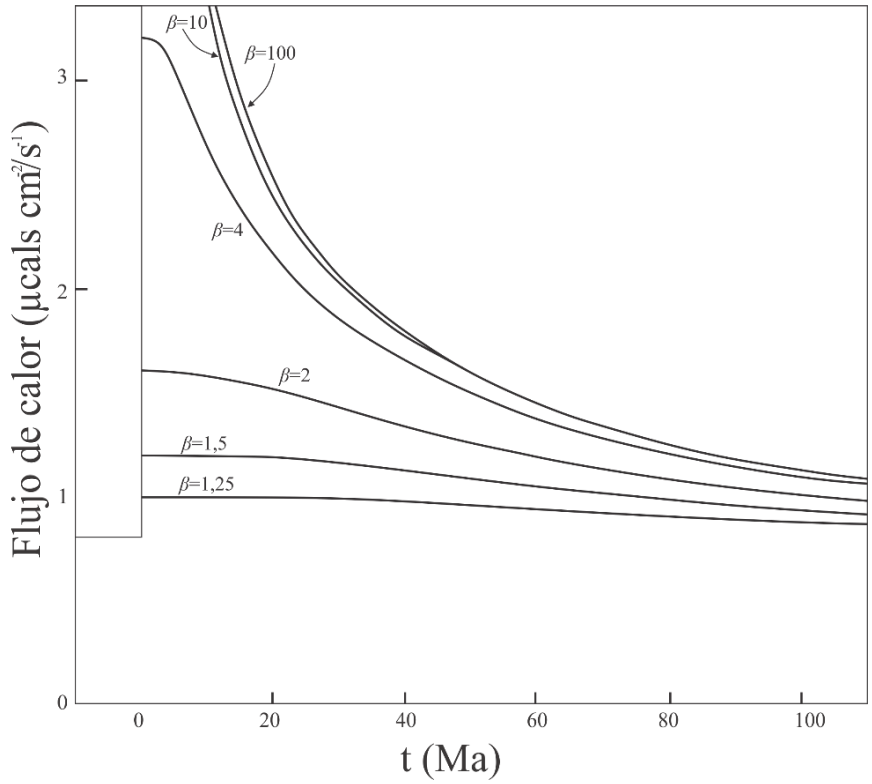
Sí el espesor de la corteza es menor a 20 km se produce un levantamiento y si el espesor es mayor se produce un hundimiento (Cacace, 2008). Dado que los espesores de la corteza son típicamente de 30 a 35 km, la fase de syn-rift normalmente debe caracterizarse por un hundimiento (Allen & Allen, 2013).

En el post-rift la subsidencia térmica es causada por la progresiva contracción térmica debido al enfriamiento, el flujo de calor disminuye con el tiempo y para una litosfera estándar el flujo de calor es 1/e de su valor inicial a los 50 Ma después del rift, por lo que la dependencia del flujo de calor de β es insignificante (Allen & Allen, 2013).

McKenzie, (1978), define el flujo de calor en función del tiempo para varios valores de β (**Figura 5**). El flujo de calor es dependiente de β para un tiempo menor a los 50 Ma si β está entre 1 - 4, sin embargo, el flujo de calor es insensible a β, cuando β es muy grande, porque casi toda la región entre la profundidad 0 – y, es remplazada con astenosfera durante la extensión, y el remanente de la litosfera poco influye.

Figura 5

Flujo de calor en función del tiempo para varios valores de β

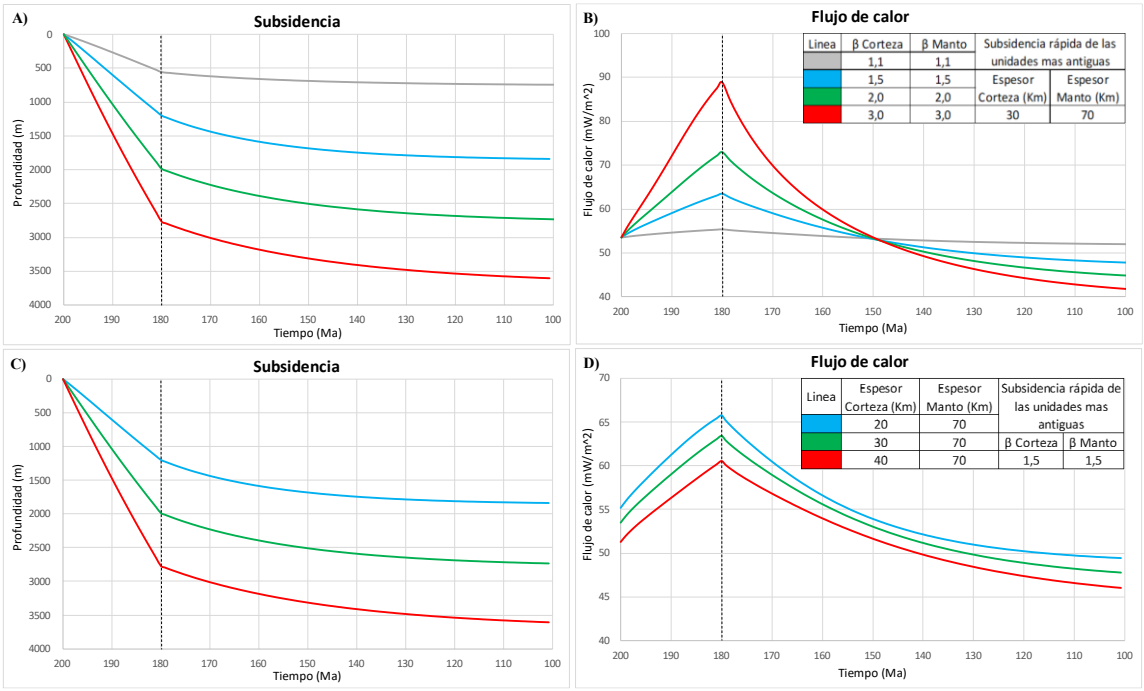


Nota: Dependencia del flujo de calor respecto al factor β y el tiempo. Tomado de McKenzie, (1978).

Lo más importante de McKenzie, (1978), es la dependencia del flujo de calor respecto a los valores de β, una forma de estimar el factor de estiramiento β es a partir de la forma de las curvas de subsidencia tectónica, esto se logra identificando primero el comienzo de la fase post-rift y eliminando los efectos de la carga de sedimentos (por decompactación), para obtener la subsidencia y luego encontrando una solución para β (Allen & Allen, 2013). A continuación, se muestra el comportamiento de las curvas de flujo de calor y subsidencia al variar los valores de β del manto y corteza en 1,1, 1,5, 2,0 y 3,0 con un espesor constante de 30 y 70km para la corteza y el manto respectivamente (**Figura 6 A y Figura 6B**); y al variar los valores del espesor de la corteza en 20, 30 y 40km con un espesor constante del manto en 70km y los valores de β de la corteza y manto en 1,5 (**Figura 6C y Figura 6D**).

Figura 6

Flujo de calor en función del tiempo para varios valores de β



Nota: Subsidencia y flujo de calor de una cuenca con una depositación rápida de las unidades más antiguas y una depositación constante de las unidades más jóvenes.

El comportamiento observado es un aumento de la subsidencia cuando aumentan los valores de y el espesor de la corteza, y un aumento del flujo de calor cuando aumenta β y una disminución cuando aumenta el espesor de la corteza.

4.2.3 Decompactación (Backstripping)

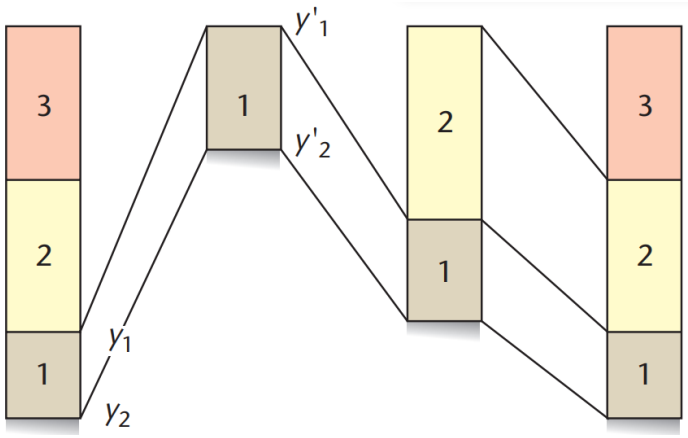
Para calcular las curvas de subsidencia tectónica a lo largo del tiempo es necesario emplear la técnica de la decompactación o backstripping, que consiste en eliminar las capas de sedimento más jóvenes causando que los sedimentos antiguos se decompacten al ser elevados a una profundidad menor (Sclater & Christie, 1980), esto permite determinar las profundidades de ciertos horizontes estratigráficos en un momento dado en la historia de subsidencia (Allen & Allen, 2013), y predecir la profundidad de la cuenca si las rocas sedimentarias fueran removidas (Angevine *et al*., 1990).

La profundidad de un horizonte estratigráfico a lo largo del tiempo es en parte el resultado de la carga del sedimento suprayacente (Allen & Allen, 2013), para eliminar esas cargas superficiales se utiliza el backstripping, que consiste en calcular la carga de estos sedimentos en el basamento luego de haber calculado el espesor de las capas en un tiempo pasado, y al eliminar esta carga se obtiene la profundidad del basamento en el momento en que se depositaron los sedimentos, por lo que esta subsidencia del basamento en el tiempo es la subsidencia real que da lugar a la formación de la cuenca sedimentaria (Sclater & Christie, 1980). En esta técnica se utilizan los espesores actuales asumiendo una subsidencia constante del basamento, una secuencia continua de sedimentación y que no existe otro proceso que cause cambios de espesor más que la compactación (Springer, 1993). El backstripping es entonces una aplicación bastante sencilla de un equilibrio isostático aplicado a la carga de sedimentos (Watts & Ryan, 1976; Steckler & Watts, 1978).

La **Figura 7** muestra las etapas de la técnica de decompactación para tres unidades litológicas, en la que se remueve la capa 2 y 3 y se decompacta la capa 1, luego se decompacta la capa 2 y se añade a la columna, lo cual compacta parcialmente la capa 1 y luego se agrega la capa 3 que compacta la capa 1 y 2 regresando a la configuración actual.

Figura 7

Esquema de las etapas de la técnica de decompactación



Nota: Tomado de Allen & Allen, (2013).

Una descripción más detallada del flujo de calor y la decompactación se encuentra en el **Apéndice A**.

4.3 Modelamiento de sistemas petrolíferos

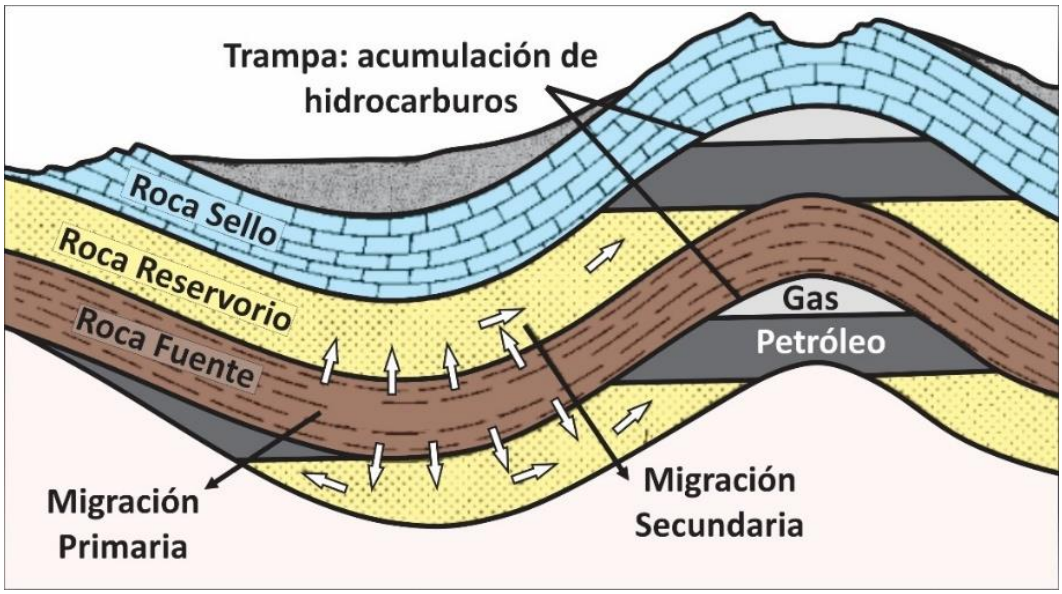
4.3.1 Elementos y procesos del sistema petrolífero

Un sistema petrolífero se compone de un volumen de roca generadora activa y acumulaciones de petróleo y gas relacionadas genéticamente, incluye los elementos esenciales (roca fuente, almacén, sello y sobrecarga situados correctamente en el tiempo y el espacio) y los procesos geológicos requeridos (sedimentación de la roca generadora, formación de la trampa y generación-migración-acumulación de hidrocarburos) para que puedan existir estas acumulaciones (Magoon & Dow, 1994; Magoon & Beaumont, 1999).

Un sistema petrolífero existe cuando ocurren todos los elementos esenciales y procesos geológicos requeridos mostrados en la **Figura 8**, es decir, la roca generadora antes de la roca reservorio, la roca sello después de la roca reservorio y la trampa antes de la generación y migración del petróleo o gas.

Figura 8

Esquema de los elementos del sistema petrolífero y sus procesos geológicos esenciales



Nota: Tomado y modificado de Tissot & Welte, (1984).

La roca fuente se define como cualquier roca con una cantidad significativa de materia orgánica con la capacidad de generar y liberar suficiente cantidad de hidrocarburos; la roca reservorio o almacén es una roca con buenas características de porosidad y permeabilidad que posibilitan la migración y acumulación de hidrocarburos; la roca sello es una roca impermeable que impide que los hidrocarburos migren o escapen a la superficie, y se superpone a una roca reservorio para formar y cerrar una trampa. Por último, se tienen las rocas de sobrecarga que se encuentran suprayaciendo al sistema generando mayor presión litostatica y favoreciendo las condiciones para la generación de hidrocarburos debido al enterramiento (Tissot & Welte, 1984; Magoon & Dow, 1994).

En cuanto a los procesos requeridos para que exista un sistema petrolífero, se tiene la formación de la trampa que es cualquier disposición geométrica de roca que permita una acumulación significativa de hidrocarburos. La trampa constituye un componente critico porque sin su presencia los hidrocarburos escaparían a la superficie, pudiendo ser de tipo estratigráfica, estructural (relacionada con procesos tectónicos) o combinada. También se tiene el proceso de generación-migración-acumulación que consiste en la maduración del kerógeno en la roca fuente hasta convertirse en hidrocarburo, para ser expulsado a través de rutas de migración y finalmente acumularse y preservarse en la trampa. La migración de los hidrocarburos puede ser primaria, relacionada al desplazamiento desde la roca fuente a través de poros y fracturas hacia la roca reservorio, o secundaria cuando el hidrocarburo es transportado hacia la trampa y se acumula en ella después de haber sido acumulado previamente en otra ubicación. Por último, los procesos y los elementos deben presentar sincronismo para que exista la acumulación, es decir, que debe existir un orden correcto en que ocurra cada uno (Tissot & Welte, 1984; Magoon & Dow, 1994).

El principal elemento de un sistema petrolífero es la roca generadora. Los factores que definen si una roca generadora tiene potencial para generar hidrocarburos son la cantidad apropiada de materia orgánica, la calidad o tipo de materia orgánica y el nivel de madurez termal o grado de calentamiento por enterramiento (Magoon & Dow, 1994; Peters & Cassa, 1994). La madurez termal es la alteración térmica de una roca generadora al ser expuesta al calor durante un tiempo a medida que se entierra. Estas rocas pueden producir hidrocarburos a partir de su contenido y características de la materia orgánica, las cuales determinan a que temperatura ocurre esta transformación. Debido a las características de este tipo de reacción, estos niveles de madurez termal son irreversibles al enfriarse la roca (Magoon & Dow, 1994).

Los factores más importantes en la maduración de la materia orgánica y en la generación de hidrocarburos son la temperatura (T) y el tiempo (t), mientras que los efectos de la presión/profundidad son de menor importancia. Esta dependencia t-T es descrita por la ecuación de Arrhenius (**Eq. 3**), que establece que la velocidad de las reacciones químicas aumenta exponencialmente con la temperatura, pero su tasa de aumento disminuye con el aumento de esta (Robert, 1988; Allen & Allen, 2013).

$$\mathrm{K} = \mathrm{A}e^{(-\mathrm{E}_a/\mathrm{RT})} \quad (3)$$

Donde K es la velocidad de reacción, E_a es la energía de activación, R es la constante universal de los gases, T es la temperatura absoluta en Kelvin y A es una constante denominada factor de frecuencia, que es el valor máximo que puede alcanzar K cuando se le da una temperatura infinita (Robert, 1988).

La herramienta más utilizada para estimar el verdadero grado de madurez de una roca generadora es la reflectancia de vitrinita (R_o) (Tissot & Welte, 1984; Allen & Allen, 2013; Al-Areeq, 2018) y se utiliza como principal indicador de la paleotemperatura para ajustar la evolución termal (Enciso, 2015).

La vitrinita es un tipo de materia orgánica sedimentaria y un grupo maceral caracterizado por un alto contenido de oxígeno, compuesto por celulosa y lignina que se origina a partir de células y tejidos parenquimáticos, raíces, tallos y semillas de plantas superiores, y es esencialmente el resultado de la conservación anaerobia de estos compuestos (ICCP, 1998; Nielsen *et al*., 2015), cuya reflectancia parece variar de manera uniforme y predecible con la temperatura (Burnham & Sweeney 1989; Sweeney & Burnham 1990).

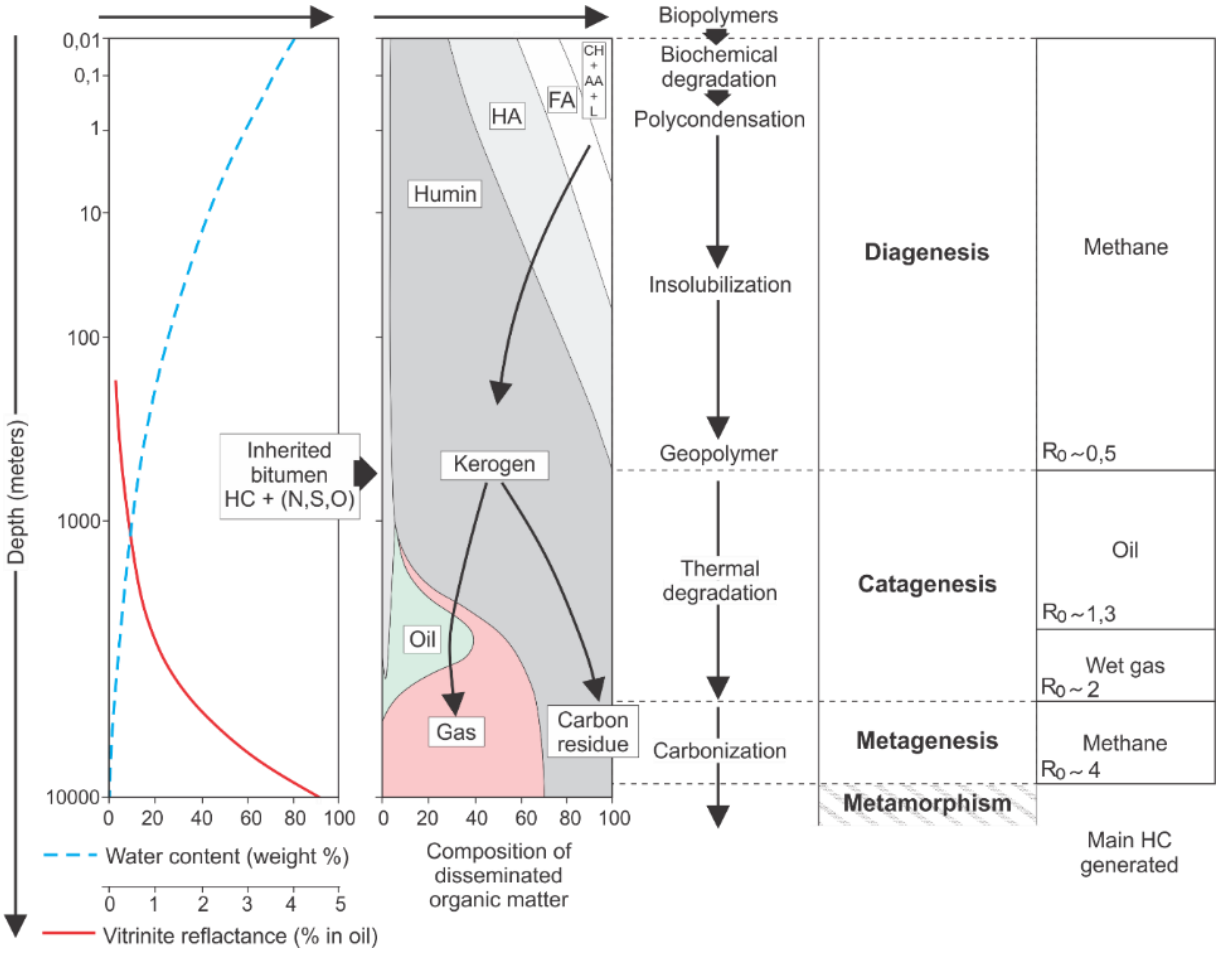
La vitrinita aumenta su reflectividad a medida que aumenta la madurez termal de su roca huésped, debido a reacciones de aromatización complejas e irreversibles. Para determinar el grado de madurez termal de una roca se mide en porcentaje la capacidad que tienen las partículas de vitrinita en el kerógeno para reflejar la luz incidente, al utilizar un microscopio polarizado y lentes de inmersión en aceite (oil) (Stach *et al*., 1982; Peters & Cassa, 1994; Al-Areeq, 2018). Para utilizar correctamente la propiedad termométrica de la vitrinita, se requiere una relación entre la reflectancia y la historia de temperatura, modelando los valores de R_O durante la reconstrucción de la historia termal (Nielsen *et al*., 2015).

Las rocas generadoras pueden clasificarse de acuerdo con el porcentaje de reflectancia de la vitrinita ($\%R_o$) en tres estados de madurez termal: inmaduras, maduras y sobremaduras (Al-Areeq, 2018; Hunt 1995). Las rocas generadoras inmaduras ($\%R_o < 0,55$), han sido afectadas por la diagénesis sin un efecto pronunciado de la temperatura y la materia orgánica no se ha transformado; una roca fuente madura (~0,55-1,3 $\%R_o$), está en la ventana de generación de petróleo y ha sido afectada por temperaturas entre 60-150 °C; y una roca generadora sobremadura ha generado todos los hidrocarburos de tipo petróleo, se encuentra en la ventana de gas (húmedo o seco) y se ha calentado a temperaturas tan altas (150-200 °C antes del metamorfismo) que la materia orgánica pasa a un residuo pobre en hidrógeno (Hunt, 1979; Tissot & Welte, 1984; Sweeney & Burnham, 1990; Peters & Cassa, 1994).

En la **Figura 9** se muestra la evolución de la materia orgánica de Tissot & Welte, (1984), desde el sedimento recién depositado hasta la zona metamórfica y los procesos que la afectan permitiendo su transformación a hidrocarburos, también se observa la perdida de agua y el aumento de la reflectancia de la vitrinita con la profundidad, así como el principal hidrocarburo producido en cada etapa.

Figura 9

Esquema general de la evolución de la materia orgánica



Nota: Evolución de la materia orgánica desde la diagénesis hasta el metamorfismo y su relación con la profundidad y la reflectancia de la vitrinita. CH: carbohidratos, AA: aminoácidos, FA: ácidos fúlvicos, HA: ácidos húmicos, L: lípidos, HC: hidrocarburos, N, S, O: compuestos (no hidrocarburo). Tomado y modificado de Tissot & Welte, (1984).

Durante el proceso de la diagénesis se produce la degradación bioquímica de carbohidratos, aminoácidos y lípidos, se forman compuestos como ácidos fúlvicos y húmicos mediante policondensación, posteriormente, con el incremento de la profundidad y T° la materia orgánica se hace insoluble formando el kerógeno al final de la diagénesis (%R_o ~ 0,5) (Tissot & Welte, 1984).

Cuando aumenta la temperatura y el enterramiento (~1km) se entra en el proceso de catagénesis en el que la degradación termal rompe el kerógeno generando petróleo. Posteriormente ese petróleo se hace inestable por la alta temperatura y se degrada a gas ($\%R_o$ ~ 2), entrando en la etapa de la metagénesis, en la cual se tienen como productos, gas y un residuo de carbón, finalmente con un $\%R_o$ ~ 4 aparece la zona del metamorfismo (Tissot & Welte, 1984).

Se debe tener en cuenta que la **Figura 9** es solo un esquema y que algunos factores causan variaciones en la reflectancia de la vitrinita y la temperatura en profundidad, dependiendo de la historia de flujo de calor y de la cinética de la roca generadora, puesto que unas pueden iniciar su transformación a temperaturas más bajas o altas.

Adicionalmente, según Magoon & Dow, (1994) y Magoon & Beaumont, (1999), el sistema petrolífero tiene una extensión estratigráfica, geográfica y temporal y su nombre empieza con su roca generadora seguido de la roca reservorio principal y expresa nivel de certeza conocido, hipotético o especulativo, indicando la confianza de que un volumen de roca fuente activa haya generado hidrocarburos para su posterior acumulación:

- **Conocido (!)**: buena correlación geoquímica entre la roca fuente activa y las acumulaciones de gas o petróleo
- **Hipotético (.)**: no hay correlación entre la roca fuente y las acumulaciones de petróleo, pero la información geoquímica indica el origen del petróleo y gas.
- **Especulativo (?)**: la existencia de la roca fuente o petróleo se postula únicamente en bases geológicas o evidencia geofísica.

4.3.2 Modelamiento

El modelamiento geoquímico permite la integración de la historia termal, la maduración, la migración de petróleo y los datos de acumulación para obtener una comprensión más cuantitativa de la evolución del sistema petrolífero a escala de cuenca en regímenes tectónicamente complejos como la cuenca Cordillera Oriental (Sánchez *et al*., 2015).

Según Al-Areeq, (2018), el modelamiento de sistemas petrolíferos puede ayudar en la exploración petrolera al conocer la relación entre la generación, migración y acumulación de hidrocarburos con la tectónica y el desarrollo de trampas estructurales, verificando si la generación ocurre antes del depósito de la roca reservorio, sello y la formación de trampas.

El método EASY%R_o de Sweeney & Burnham, (1990), permite calcular las paleotemperaturas con base en los datos de %R_o. Este es uno de los parámetros capaces de evaluar la evolución de la materia orgánica en función de la T° y el tiempo estableciendo el nivel de madurez termal de una roca generadora como se resume en la ***Tabla 1***.

Tabla 1

Madurez termal y reflectancia de la vitrinita (%R_o)

%Ro	Madurez termal
0 - 0,55	Inmadurez
0,55 - 0,7	Inicio de la generación de petróleo
0,7 - 1,0	Ventana principal de generación
1,0 - 1,3	Fin de la generación de petróleo
1,3 - 2	Gas húmedo
2 - 4	Gas seco
4 - 5	Sobremadurez

Nota: La tabla muestra el porcentaje de reflectancia de la vitrinita y su relación con las etapas de la madurez termal de rocas generadoras. Tomado de Sweeney & Burnham, (1990).

Comprender la evolución termal de las áreas prospectivas en cinturones plegados y de empuje es fundamental para reducir el riesgo de exploración, siendo evidente que la madurez termal controla la historia de generación de hidrocarburos y que los eventos tectónicos y sedimentarios determinan la historia termal (Toro *et al*., 2004).

De acuerdo con Al-Areeq, (2018), la evolución tectónica de una región influye significativamente en la historia de subsidencia, además, la subsidencia y los antecedentes termales son necesarios para predecir el momento de la generación y expulsión de hidrocarburos. Adicionalmente, realiza un modelo de subsidencia relacionado con la historia de madurez termal y la generación de petróleo a lo largo del tiempo de la cuenca Sayun-Masilah (Yemen), basándose en datos de profundidades y espesores tomados de pozos petrolíferos, se obtienen las curvas de subsidencia y se decompacta la sección sedimentaria usando los espesores actuales y litologías asignadas.

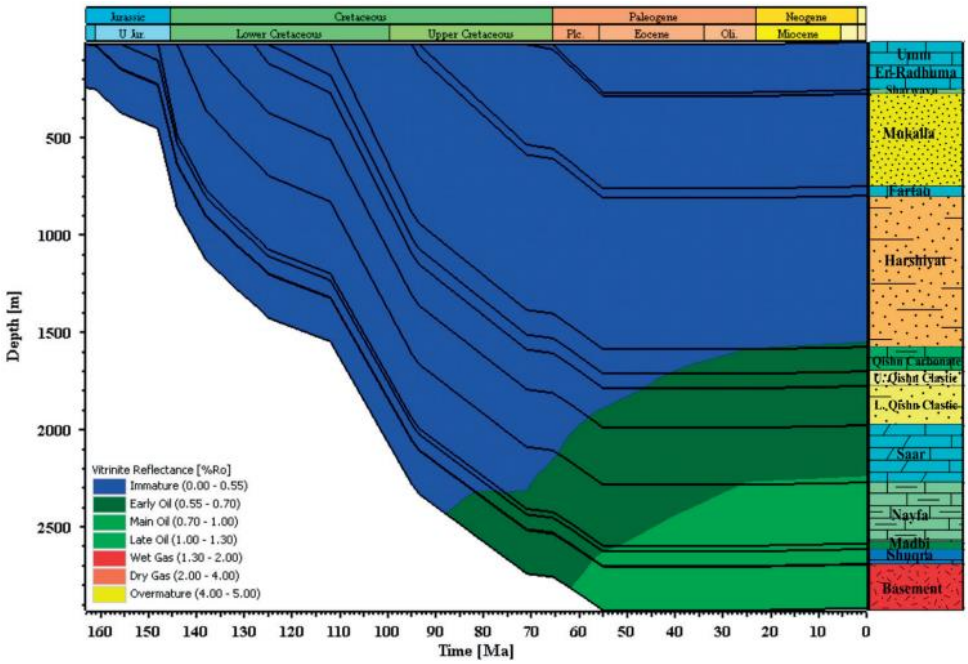
El resultado del ejemplo anterior se muestra en la **Figura 10**, observándose que las rocas generadoras del Jurásico Superior de la cuenca se encuentran en ventana de generación de petróleo.

La **Figura 11**

Ejemplo de un modelo de las curvas de subsidencia de una cuenca muestra un modelo de las curvas de subsidencia en relación con la temperatura de la secuencia estratigráfica de la Cordillera Oriental realizado por Cediel, (2011), en la cual se observa que la profundidad máxima de enterramiento de la cuenca fue alcanzada durante el Plioceno Temprano.

Figura 10

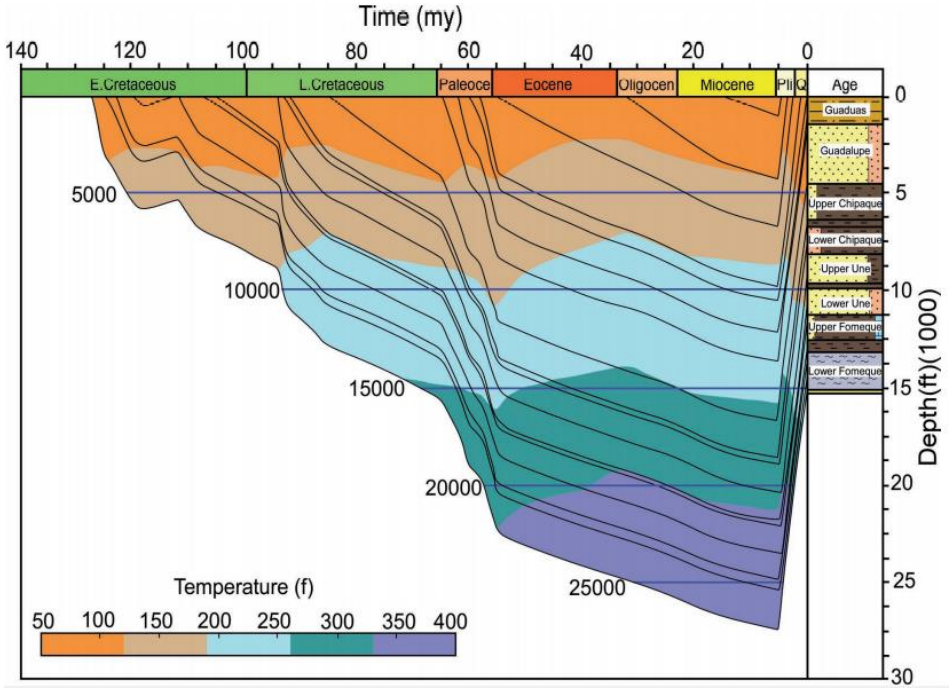
Ejemplo de un modelo de la historia de subsidencia y madurez termal de rocas generadoras



Nota: Modelo de subsidencia de rocas generadoras de la cuenca Sayun-Masilah. Tomado de Al-Areeq, (2018).

Figura 11

Ejemplo de un modelo de las curvas de subsidencia de una cuenca



Nota: Curvas de profundidad de subsidencia para la sucesión estratigráfica de la CO. Tomado de Cediel, (2011).

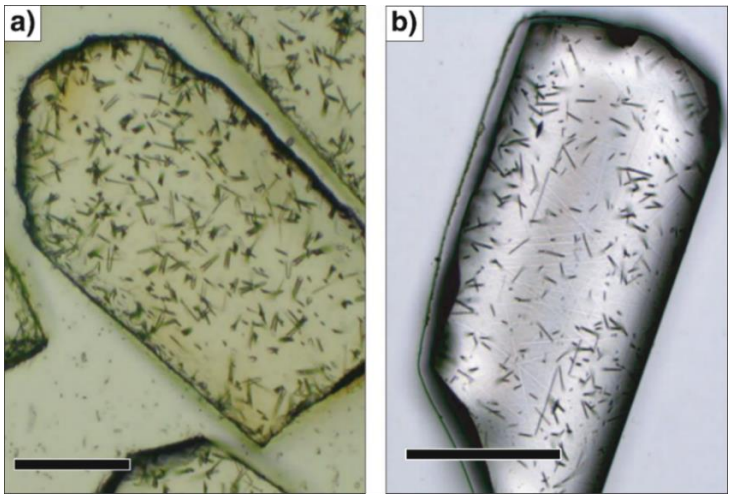
4.4 Termocronología

La termocronología es el estudio de la historia termal de las rocas, proporciona un registro temporal de sus movimientos verticales y resuelve los aspectos temporales y térmicos de los procesos geológicos, cuantificando su tiempo y velocidad (Braun *et al*., 2006; Malusa & Fitzgerald, 2018). La termocronómetria es la aplicación de un termocronómetro para comprender la historia termal de las rocas o minerales, entendiendo como termocronómetro a un sistema radio-isotópico compuesto de un isotopo padre radiactivo, un isotopo hijo radiogénico o característica cristalográfica, y el mineral huésped (Reiners, 2005).

Distintas herramientas termocronológicas de baja temperatura permiten conocer el momento en que una roca alcanzó una determinada T° durante su enfriamiento a medida que se acercaba a la superficie, las más usadas son las huellas de fisión (FT) y la difusión de helio durante la desintegración de uranio y torio (U–Th/He), que datan el momento en que ciertos minerales alcanzan T° entre 60 y 300 °C. Estas edades de enfriamiento permiten obtener información de la trayectoria t-T de los minerales, y debido a que las reacciones térmicas son irreversibles, ambos termocronómetros permiten evaluar la sincronización de eventos termales, así como la paleotemperatura máxima (Allen & Allen, 2013; Malusa & Fitzgerald, 2018).El análisis de huellas de fisión se basa en la acumulación de pequeños rastros de daño atómico por ionización, causado a minerales ricos en uranio como el apatito (***Figura 12*****a**), el zircón (***Figura 12*****b**) y la esfena (titanita). Se forman casi exclusivamente como resultado de la desintegración espontánea por fisión nuclear de ^{238}U en dos núcleos de alta energía cargados positivamente, haciendo que se alejen entre sí, produciendo un rastro de daño en la red cristalina del mineral (Price & Walker 1963; Fleischer *et al*., 1975; Tagami & O'Sullivan, 2005; Braun *et al*., 2006; Allen & Allen, 2013; Malusa & Fitzgerald, 2018).

Figura 12

Huellas de fisión espontáneas de ^{238}U



Nota: Huellas de fisión de ^{238}U, a) en apatito y b) en zircón, a una escala de ~50 µm. Tomado de Malusa & Fitzgerald, (2018).

El tiempo transcurrido desde que las huellas de fisión empiezan a acumularse se estima determinando la densidad de las huellas acumuladas en un material en relación con su contenido de uranio. Las huellas de fisión formadas dentro de un mineral se hacen visibles mediante un ataque químico (ej. ácido nítrico diluido en apatitos), que las agranda para observarlas en un microscopio óptico con un aumento de 1000X, en el que cada huella representa un evento de desintegración por fisión (isotopo hijo). Asimismo, las edades de las huellas de fisión y la distribución de las longitudes de las huellas confinadas difieren según la historia de tiempo y temperatura del mineral (Price & Walker, 1962; Tagami & O'Sullivan, 2005; Braun *et al*., 2006; Allen & Allen, 2013; Malusa & Fitzgerald, 2018). La datación por huellas de fisión se puede determinar conociendo la abundancia relativa de los isotopos padre e hijo; la abundancia del padre es el número de átomos ^{238}U que se obtiene irradiando la muestra en un reactor nuclear y la abundancia del isotopo hijo es proporcional al número de huellas de fisión espontáneas por unidad de volumen del cristal (Hurford & Carter, 1991).

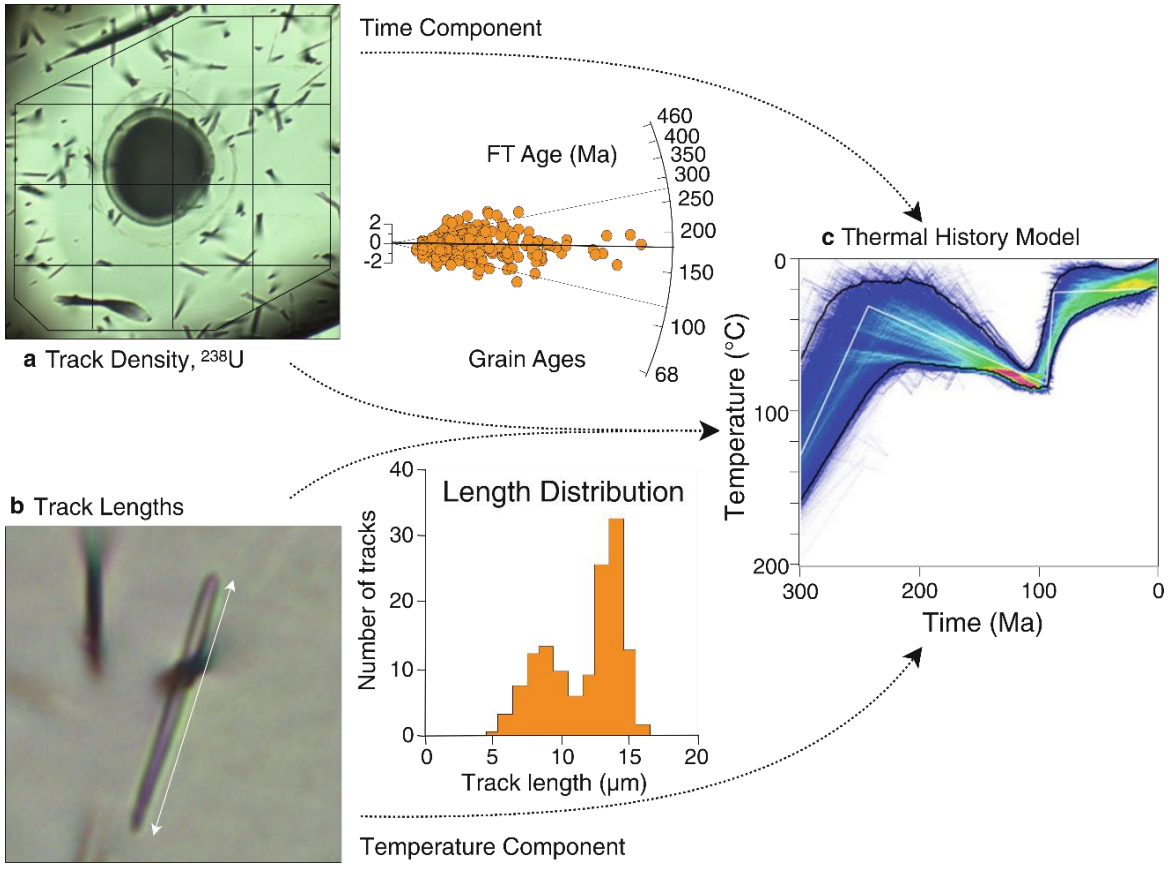
El análisis de huellas de fisión en apatito (AFT), se ha utilizado para limitar las historias termales de baja temperatura de muchas rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias en distintos entornos geológicos como cinturones orogénicos, zonas de falla, cuencas sedimentarias, cratones y depósitos minerales. También sirve para estudiar la velocidad de los eventos tectónicos, la evolución de una cuenca sedimentaria, el momento de la generación de hidrocarburos, el gradiente geotérmico, mineralizaciones y la evolución del paisaje a largo plazo (Donelick *et al*., 2005).

Adicionalmente, en el análisis de las huellas de fisión en apatito de una serie de muestras a diferentes profundidades en una cuenca sedimentaria se puede utilizar para calcular los gradientes geotérmicos, y se pueden identificar los efectos de la historia de exhumación (Allen & Allen, 2013).

La **Figura 13** muestra los pasos requeridos (desarrollados solo para apatito) para reconstruir historias termales a partir de las mediciones del número (**Figura 13a**) y las longitudes (**Figura 13b**) de las huellas de fisión con la concentración de ^{238}U. Estos dos conjuntos de datos comprenden la distribución de todas las edades de grano y la distribución de todas las longitudes de las huellas de fisión medidas en la muestra, contienen respectivamente, la información de tiempo y la información de temperatura requeridas para reconstruir la historia termal (***Figura 13*c**) de una muestra en particular. Este enfoque se ha aplicado principalmente en apatito debido a su ocurrencia común, su comportamiento, propiedades y mayor estudio (Malusa & Fitzgerald, 2018).

Figura 13

Secuencia analítica para la reconstrucción de historias termales



Nota: Secuencia analítica requerida para la reconstrucción de historias termales a partir de las mediciones del número (a) y las longitudes (b) de las huellas de fisión en una muestra mineral, junto con la concentración de ^{238}U (zona de ablación láser circular en (a)), un gráfico radial de la edad de todos los granos (componente tiempo) y un histograma de las longitudes medidas en una muestra (componente temperatura) de la historia termal (c). Tomado de Malusa & Fitzgerald, (2018).

El zircón es uno de los minerales más útiles para desentrañar la historia de la Tierra, el análisis de huellas de fisión en zircón (ZFT) junto con otras dataciones radiométricas como las técnicas U/Pb y (U-Th)/He, se han utilizado para comprender la termocronología de las rocas en una variedad de entornos geológicos, como el análisis de la historia termal de las rocas del basamento para estudios orogénicos, historia termal en o cerca de fallas y análisis de procedencia con granos de zircón detrítico en rocas sedimentarias (Tagami, 2005).

El zircón es adecuado para estudios de termocronología y geocronología, debido a sus altas concentraciones de U-Th, alta abundancia en distintos tipos de litologías y resistencia a la intemperie física y química (Reiners, 2005).

La termocronología (U-Th)/He se aplica principalmente con los minerales apatito (A-He) y zircón (Z-He) (Siqueira-Ribeiro *et al*., 2019). El método (U-Th)/He se basa en la producción radiactiva de ^{4}He como partículas alfa por fusión a partir de la desintegración primaria de los isotopos ^{238}U, ^{235}U y ^{232}Th. Para obtener una edad He de una muestra deben medirse las abundancias actuales de U, Th y He; para esto, el helio es extraído de la muestra al calentarla al vacío en un horno o celda láser a temperaturas muy por debajo de las de fusión o ruptura física del grano (esto ocurre porque el ^{4}He se difunde fácilmente fuera de la red mineral), el gas liberado se limpia y purifica, y el contenido de ^{4}He se mide en un espectrómetro de masas de gases nobles en relación con una abundancia conocida de ^{3}He. Después la muestra (mineral) se disuelve y se mide el contenido de U y Th en la solución resultante por espectrometría de masas de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), cabe resaltar que las concentraciones de U y Th para apatito son más bajas que en el zircón (Braun *et al*., 2006; Malusa & Fitzgerald, 2018).

La difusión de ^{4}He se da rápidamente a través de los sólidos incluso a temperaturas moderadas, por lo que la temperatura de cierre del termocronómetro (U-Th)/He en apatito se encuentra entre las más bajas (~70 °C), haciéndolo particularmente sensible al enfriamiento cercano a la superficie y a las perturbaciones térmicas causadas por efectos topográficos (Braun *et al*., 2006). Para el termocronómetro Z-He la temperatura de cierre efectiva es ~160-200 °C (Reiners *et al*., 2002, 2004), lo cual ayuda a entender la historia termal comprendida entre los termocronómetros de AFT y ZFT.

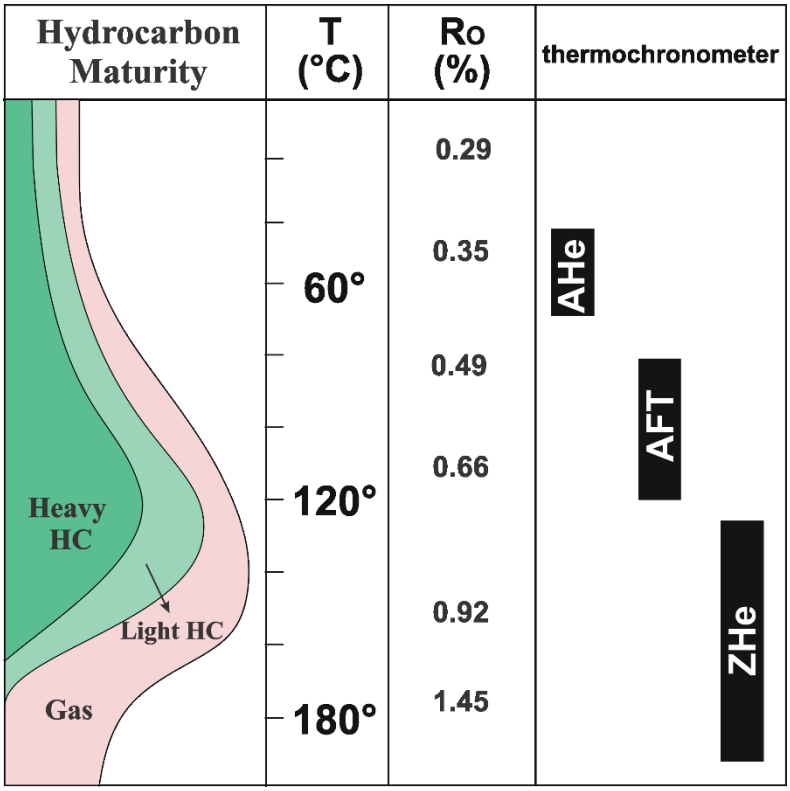
Las edades de (U-Th)/He se interpretan típicamente como edades de enfriamiento, y a cada mineral se le asigna una temperatura de cierre basada en la velocidad de enfriamiento, el tamaño de grano (o su dimensión de difusión efectiva) y la difusividad dependiente de la temperatura del mineral (Dodson 1973; Braun *et al*., 2006; Siqueira-Ribeiro *et al*., 2019). Por lo tanto, una edad de (U-Th)/He registra el tiempo en el que una roca determinada (o sus componentes minerales) se enfrió por debajo de esa temperatura, permitiendo estudiar historias termales cercanas a la superficie (Braun *et al*., 2006).

El método (U–Th)/He en apatito se utiliza menos en los estudios de cuencas sedimentarias porque la historia termal que puede definir se restringe a temperaturas bajas (50-70 °C), la cual es menor a las temperaturas alcanzadas en estas cuencas. Por lo tanto, se recomienda una combinación de datos paleotermométricos y termocronológicos, así como otras técnicas disponibles para la evaluación de la historia termal en cuencas sedimentarias (Allen & Allen, 2013). El rango de temperatura sobre el cual son sensibles los análisis de AFT (50-120 °C) y Z-He (140-180°C), coincide con la ventana de generación de hidrocarburos (Gleadow *et al*., 1983).

La aplicación de métodos termocronológicos FT y (U-Th)/He, junto con mediciones de R_o es ideal para mostrar la relación entre el tiempo y la temperatura, brindando la posibilidad de determinar el momento y la magnitud del máximo térmico, para establecer la evolución térmica de una cuenca sedimentaria, el momento de la generación de hidrocarburos e incluso identificar reservorios en posibles trampas estructurales (Malusa & Fitzgerald, 2018). La ***Figura 14*** muestra la relación aproximada entre el tipo de hidrocarburo, la reflectancia de la vitrinita y los termocronómetros más comunes, mostrando que el método AFT es el más adecuado para el estudio de la generación de petróleo de una roca fuente.

Figura 14

Relación de la zona de generación de hidrocarburos, el %R_o y algunos termocronómetros



Nota: Zona estimada de generación hidrocarburos (HC) respecto al porcentaje de reflectancia de la vitrinita (Sweeney & Burnham, 1990) y termocronómetros comunes, U-Th/He en apatito (A-He) y zircón (Z-He) y FT en apatito (AFT) y zircón (ZFT). Modificado de Malusa & Fitzgerald, (2018).

5. Marco geológico

5.1 Marco Tectónico

Colombia se encuentra ubicada en la esquina noroeste de América del Sur, esta región se caracteriza porque su configuración tectónica actual está dominada por la acción de tres placas litosféricas principales: la placa Nazca y Caribe de afinidad oceánica, y la placa suramericana continental; la región también incluye el Bloque Andino del Norte o los Andes del Norte (Cediel *et al.*, 2003).

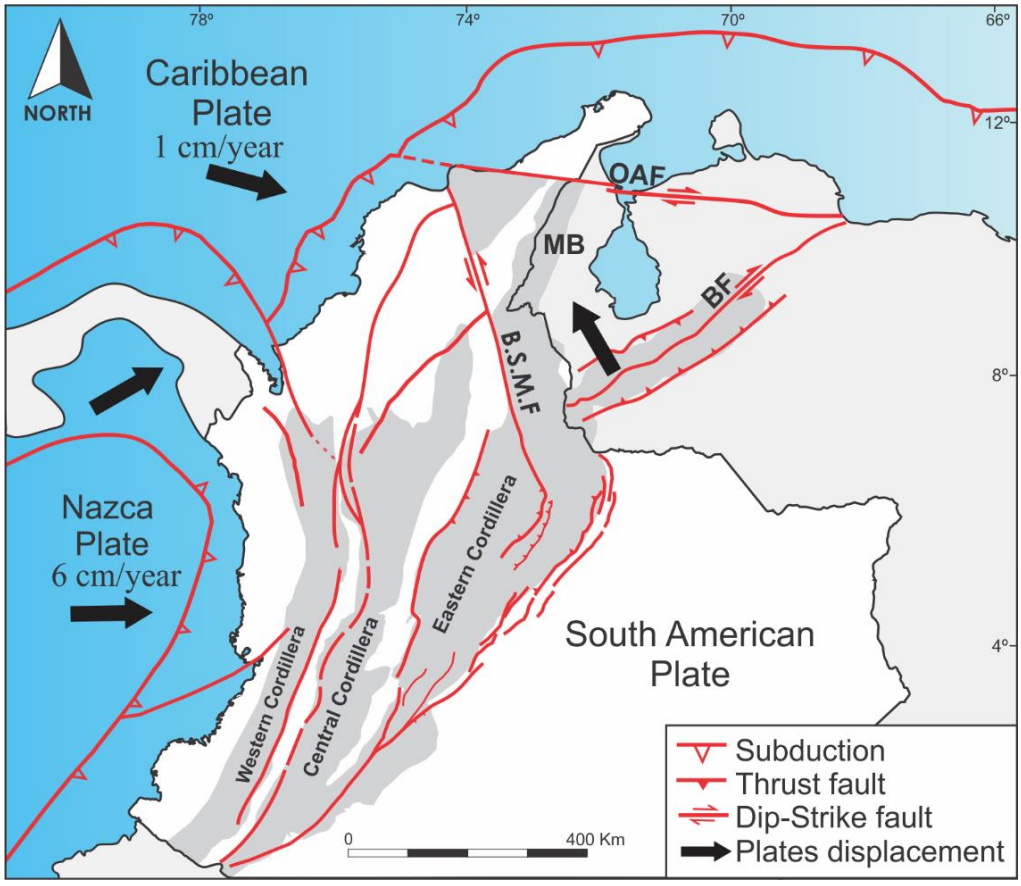
Los Andes del Norte representan uno de los dominios geográficos más importantes de Colombia, está conformado por tres cadenas montañosas de distintas edades y características geológicas: la Cordillera Occidental (COc) de afinidad oceánica; la Cordillera Central (CC) sobre la cual se desarrolló un arco magmático que actualmente presenta vulcanismo; y la Cordillera Oriental (CO) que era una cuenca de basamento Precámbrico cuya sedimentación estaba limitada por un arco magmático al oeste y por el sistema inverso de Fallas del Borde Llanero al este (Cooper *et al*., 1995; Cediel & Shaw, 2019). Estos tres cinturones montañosos son el resultado de la compleja interacción entre las placas de Nazca, Caribe y suramericana desde el Cretácico Tardío (Bayona *et al*., 2013).

La Cordillera Oriental representa el área de interés para el desarrollo de este proyecto; la CO es una cadena montañosa ligeramente asimétrica con el flanco oriental más abrupto, su parte axial está dominada por una amplia planicie, y se encuentra limitada al oeste con la cuenca intermontana del Valle Medio del Magdalena (VMM) y al este con la cuenca de antepaís de los Llanos Orientales (LlO). Además, su estructura puede entenderse como el resultado de una cuenca extensional desarrollada durante el Mesozoico, invertida en múltiples etapas durante el Cenozoico (Horton *et al*., 2010a; Cediel, 2011).

La **Figura 15** muestra el modelo de Diederix *et al.*, (2006), en el que se observa el desplazamiento relativo de las placas tectónicas de Nazca y Caribe con respecto a la placa suramericana, también el arco de Panamá, zonas de subducción y la ubicación de las tres cordilleras.

Figura 15

Esquema tectónico de Los Andes del Norte



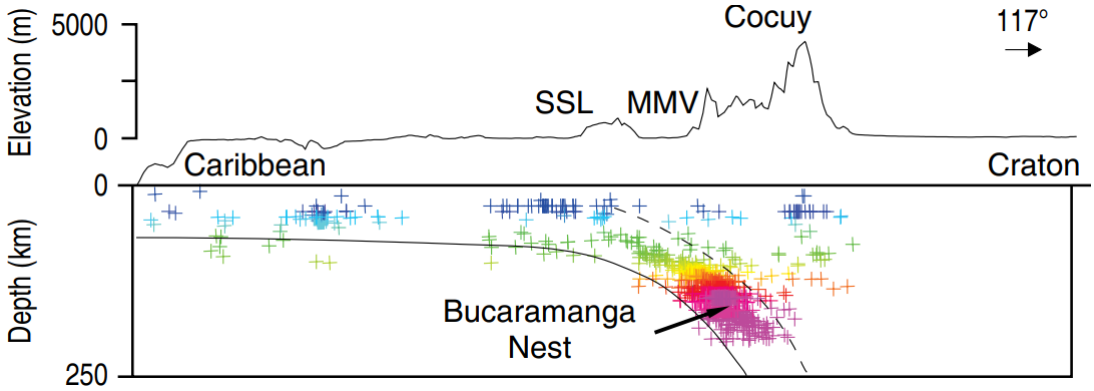
Nota: MB (Bloque Maracaibo), BSMF (Falla Bucaramanga- Santa Marta), OAF (Falla Oca-Ancón), BF (Falla Boconó). Modificado de Trenkamp *et al*., (2002); Diederix *et al*., (2006) y Barrero *et al*., (2007).

La Cordillera Oriental alcanza su posición más oriental en la región de El Cocuy (Krammer *et al*., 2020), su elevación máxima es la Sierra Nevada de El Cocuy (***Figura 16***) con ~5 km de altitud, y el espesor de la corteza debajo de El Cocuy está entre 40 y 45 km. Algunos autores sugieren que es el sitio de máximo acortamiento y el área donde se encuentra el evento de exhumación más joven (Mora-Páez *et al*., 2016; Poveda *et al*., 2015; Siravo *et al*., 2018). Datos termocronológicos muestran que la exhumación de la región de El Cocuy empezó desde el Oligoceno Tardío hasta el Plioceno con mayores tasas de exhumación en el Mioceno Tardío (Siravo *et al*., 2018).

La parte oriental de la región de El Cocuy desciende hasta el piedemonte de los Llanos presentando una disminución de la topografía de ~5 km a unos cientos de metros, en la parte central de la región afloran rocas sedimentarias del Cretácico y Paleoceno, hay algunas disconformidades, y está atravesada por un sistema de fallas inversas y fallas de alto ángulo que deforman la sucesión sedimentaria (González *et al*., 2015a; Siravo *et al*., 2018).

Figura 16

Relieve topográfico adyacente a la Sierra Nevada de El Cocuy



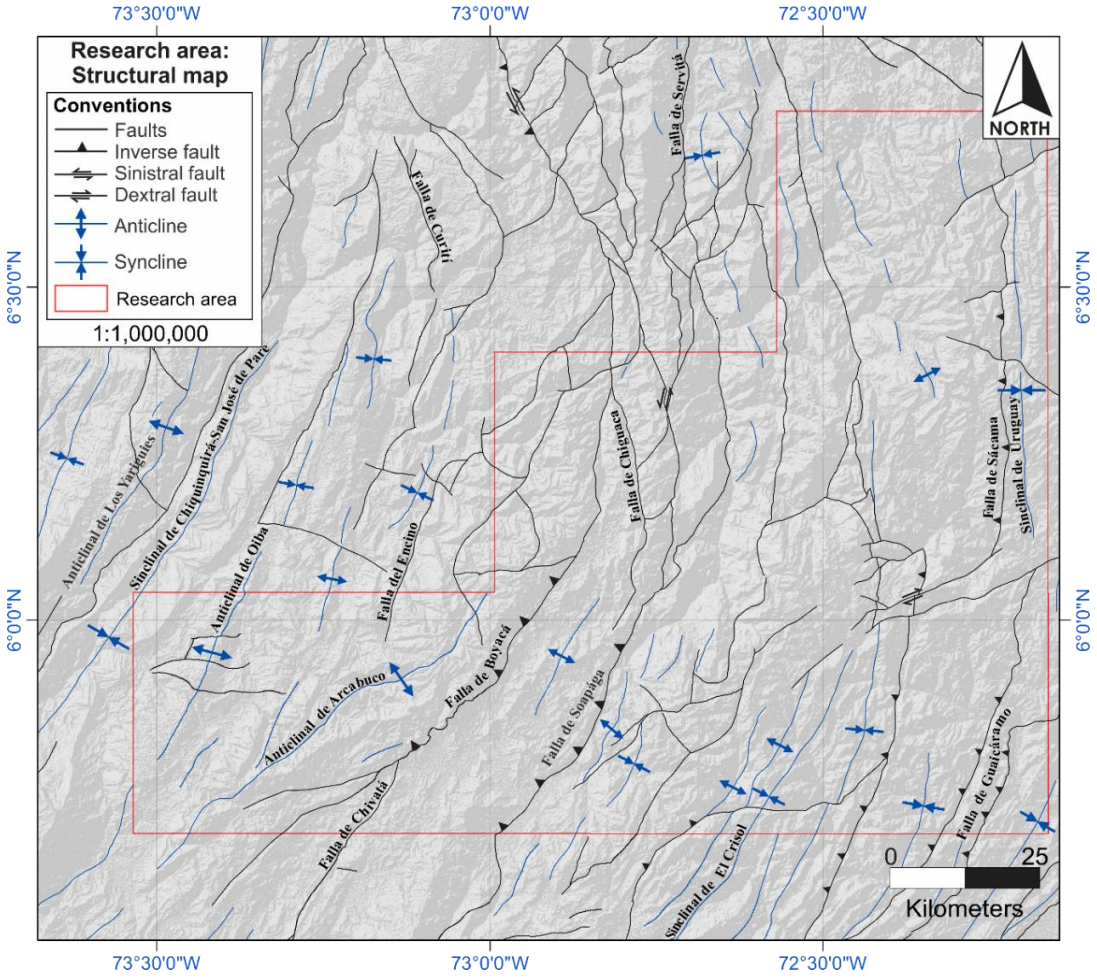
Nota: Elevación de ~5km de altitud de la Sierra Nevada de El Cocuy en comparación con el relieve topográfico circundante, además se observa el nido sísmico de Bucaramanga alrededor de los 200km de profundidad. (MMV) Valle medio del Magdalena, (SSL) Serranía de San Lucas. Tomado de Krammer *et al*., (2020).

En la región de El Cocuy la CO cambia de dirección noreste a noroeste y según el modelo indentador de Mora *et al*., (2010c), los diferentes esfuerzos causan la flexión de la cordillera en esta región. Estos están formados por el escape lateral de la CO que constituye un bloque débil entre los dominios cratónicos más fuertes del Macizo Garzón y los Llanos al sureste, y del bloque Maracaibo al noreste. El modelo de Diederix *et al.*, (2006), en la **Figura 15**, muestra el desplazamiento relativo entre estos bloques y cómo estarían relacionados con la flexión de la CO en la región de El Cocuy. Sin embargo, la cordillera no solo avanza a través de una saliente, sino que también desarrolla un relieve estructural y topográfico extremadamente alto asociado a edades muy jóvenes de AFT y A-He (Mora *et al*., 2013).

Adicionalmente, la configuración actual de la Cordillera Oriental en el área de estudio se muestra en la **Figura 17**, en la que se observan las principales estructuras como pliegues y fallas producto de los diferentes procesos geológicos que han afectado su evolución.

Figura 17

Mapa estructural de la zona de estudio, evidenciando las fallas y los pliegues principales



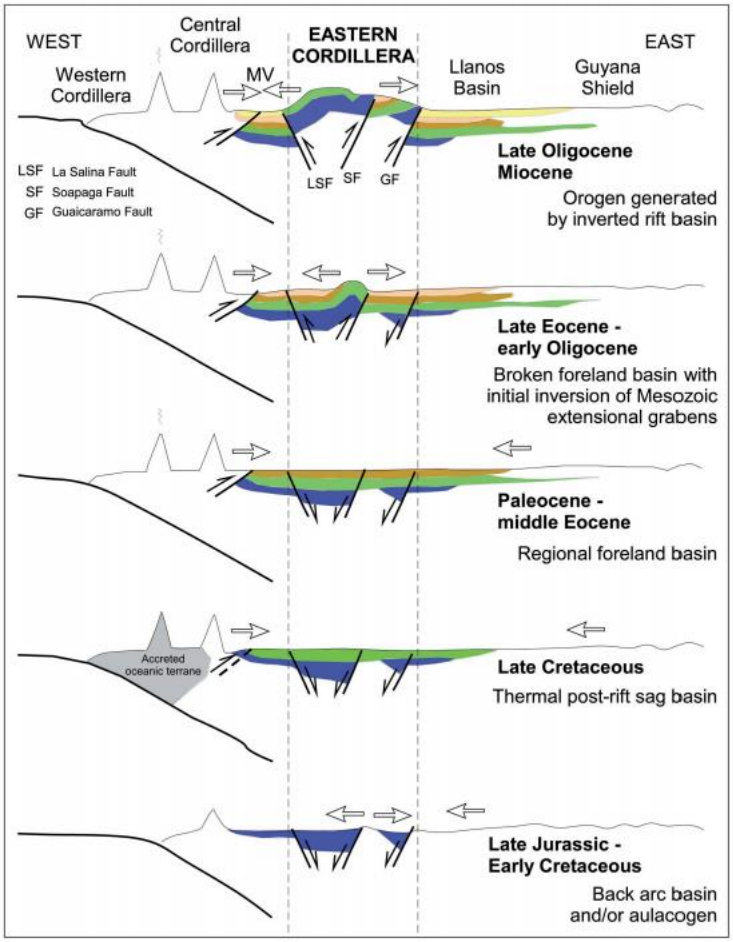
5.2 Evolución tectónica

La Cordillera Oriental posee un amplio historial de eventos deformacionales que la afectaron durante el Mesozoico y Cenozoico, como rifting, inversión, transpresión y un levantamiento orogénico, que cumplen un rol importante en su actual configuración al crear una densa red de estructuras a lo largo de su extensión (Cediel, 2011; Sánchez-Villar, 2011).

Diferentes investigaciones describen la Cordillera Oriental como una cuenca extensional amplia formada durante el Cretácico con al menos dos eventos de extensión (Sarmiento-Rojas *et al*., 2006), que sufrió una inversión tectónica en el Cenozoico (Colleta *et al*., 1990; Dengo & Covey 1993; Cooper *et al*., 1995; Mora *et al*., 2006). La **Figura 18**, muestra la evolución tectónica de la Cordillera Oriental desde el Jurásico Tardío al Mioceno, en ella se pueden observar los distintos procesos geológicos que afectaron este sistema montañoso, así como la formación de las fallas principales y su inversión, la evolución del tipo de cuenca en cada periodo, y los eventos de extensión y compresión.

Figura 18

Evolución tectónica de la Cordillera Oriental desde el Jurásico Tardío al Mioceno



Nota: Tomado de Horton *et al*., (2010a); Cediel, (2011).

5.2.1 Rifting Mesozoico

Durante el Mesozoico (Triásico, Jurásico y Cretácico Temprano) el área de la Cordillera Oriental fue una cuenca extensional afectada por procesos de rifting relacionado a la separación de Norte América y Sur América en el Proto-Caribe (Jaillard *et al*., 1990) y/o a una cuenca de trasarco localizada detrás de la costa oeste de Sur América (Maze, 1984; Sarmiento-Rojas *et al*., 2006; Sánchez-Villar, 2011). Las cuencas de rift del Triásico Temprano eran estrechas, pero fueron ensanchándose a lo largo del Triásico y Jurásico mientras que los rifts del Cretácico eran más anchos y asimétricos (Sarmiento-Rojas, 2001).

5.2.1.1 Triásico y Jurásico. Los esfuerzos tensionales y transtensionales relacionados primero con la ruptura de Pangea y luego con una extensión trasarco, produjeron una extensión en la litosfera y generaron rifts estrechos con un ancho menor a 150 km durante el Triásico y Jurásico, en los lugares donde actualmente se encuentran el Valle Medio del Magdalena y el flanco occidental de la CO. Este evento puede interpretarse como un aulacógeno, pero la parte en frente del arco magmático puede interpretarse como una cuenca trasarco (Sarmiento-Rojas, 2001).

5.2.1.2 Cretácico. Durante el Cretácico Inferior estos esfuerzos relacionados con una extensión trasarco produjeron nuevos episodios de extensión de la litosfera, generando una amplia cuenca asimétrica con un ancho mayor a 180 km y un depocentro ubicado a lo largo del paleo-flanco oriental de la CO. En el borde oriental de la CO se desarrolla un importante sistema de fallas normales y la cuenca de rift de El Cocuy; la cuenca de rift Tablazo-Magdalena se forma en el oeste; y un sistema de horsts en la zona de los macizos de Santander y Floresta separaban ambas cuencas (Etayo *et al*., 1969; Cooper *et al*., 1995; Sarmiento-Rojas, 2001).

Finalmente, durante el Cretácico Superior, la subsidencia se produjo por relajación térmica de la litosfera y los esfuerzos se vuelven compresivos hacia finales del Cretácico, por la acreción de los terrenos oceánico al occidente de Colombia (Sarmiento-Rojas, 2001; Sarmiento-Rojas *et al*., 2006; UPME, 2018).

5.2.2 Inversión durante el Cenozoico

Los cambios laterales de espesor en las rocas sedimentarias del Mesozoico indican que las fallas inversas que ahora definen los límites este y oeste de la CO están controladas por antiguas fallas normales que se invirtieron durante la Orogenia Andina (Sarmiento-Rojas, 2001; Cediel, 2011). De hecho, los Andes Colombianos fueron afectados por cuatro eventos compresivos deformacionales durante el Cenozoico (Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano, Eoceno Medio, Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano y Mioceno Tardío-Plioceno) (Dengo & Covey, 1993; Mora *et al*., 2009; Parra *et al*., 2009; Sánchez-Villar, 2011).

Durante el Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano, el frente orogénico iniciado en la CC migra al este produciendo una inversión local de los grabens extensionales del Mesozoico en la CO debido a los esfuerzos compresionales, dividiendo la cuenca antepaís inicial en segmentos más pequeño. Sin embargo, las crecientes tasas de acortamiento desde el Oligoceno Tardío y principalmente en el Neógeno, generaron la inversión total de la cuenca, elevándola como una cadena montañosa entre las cuencas del Valle Medio del Magdalena y Los Llanos (Restrepo-Pace *et al*., 1999a,b; Sarmiento-Rojas, 2001; Cediel, 2011).

5.2.2.1 Paleógeno: Inversión incipiente. Durante el Paleógeno ocurre una inversión tectónica incipiente de la cuenca extensional del Mesozoico relacionada con la acreción de los terrenos oceánicos que conforman la actual Cordillera Occidental, ocasionando una deformación orogénica en la Cordillera Central y, por lo tanto, una carga topográfica sobre la CO (Cooper *et al*., 1995; Sinton *et al*., 1998; Sarmiento-Rojas, 2001; Cediel, 2011).

Durante el Paleoceno hasta el Eoceno Medio, la deformación compresional y el levantamiento del cinturón orogénico de la Cordillera Central generaron una cuenca antepaís regional que cubría el área de las actuales cuencas del Valle Medio del Magdalena, la CO y los Llanos Orientales; este frente de deformación por compresión deforma la cordillera, fragmentando la cuenca antepaís regional inicial en compartimentos más pequeños, y reactivando antiguas fallas mesozoicas (Sarmiento-Rojas, 2001; Cediel, 2011).

Datos de termocronología (Parra *et al*., 2005, 2008, 2009; Horton *et al*., 2010a, b; Mora *et al*., 2010b; Ramírez-Arias *et al.*, 2012), sugieren que la deformación en la CO inicia en el Eoceno Medio a Tardío en el eje central de la cordillera (macizos de Santander-Floresta, sinclinales de Usme y Fusagasugá y anticlinal de Arcabuco), y migra hacia los flancos oriental (macizo de Quetame) y occidental (anticlinales de Los Yariguíes y Lisama) durante el Oligoceno (Cediel, 2011).

5.2.2.2 Inversión tectónica del Neógeno. Durante el Neógeno la cuenca extensional del Mesozoico se invierte, se deforma y se eleva para formar la CO (Cooper *et al*., 1995). Desde el Oligoceno Tardío aumenta la compresión y las tasas de acortamiento causando una inversión total de la cuenca y que esta se elevara como una cadena montañosa (Sarmiento-Rojas, 2001).

Durante el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano la deformación de la Cordillera Oriental migra desde el eje del orógeno hacia los márgenes oriental y occidental, invirtiendo parte de las fallas normales que limitaban el rift cretácico (Mora *et al*., 2009; Parra *et al*., 2009; Sánchez-Villar, 2011).

En el Mioceno Tardío comienza la fase de levantamiento de la CO o fase de la deformación Andina, que se extendió hasta el Plioceno, alcanzando las regiones orientales y occidentales más externas de la cordillera (Mora *et al*., 2010b) e involucra principalmente la inversión total de la cuenca extensional original del Cretácico Temprano (Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Cortes *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2008; Parra *et al*., 2009; Mora *et al.*, 2009, Sánchez-Villar, 2011).

La inversión completa de los principales sistemas de fallas normales que delimitan la cuenca origina el levantamiento actual de la Cordillera Oriental, separando las cuencas de los Llanos Orientales y el Valle Medio del Magdalena, exhumando el relleno sedimentario de hemigrabens que ahora forman los flancos este y oeste de la cordillera (Colletta *et al*., 1990; Cooper *et al*., 1995). La barrera orográfica que representa la CO alcanza una elevación crítica entre 6 Ma (Mioceno Tardío) y 3 Ma (Plioceno) con elevaciones de más de 4 km siendo la Sierra Nevada de El Cocuy el punto más alto de la cordillera (Mora *et al*., 2008; Cediel, 2011).

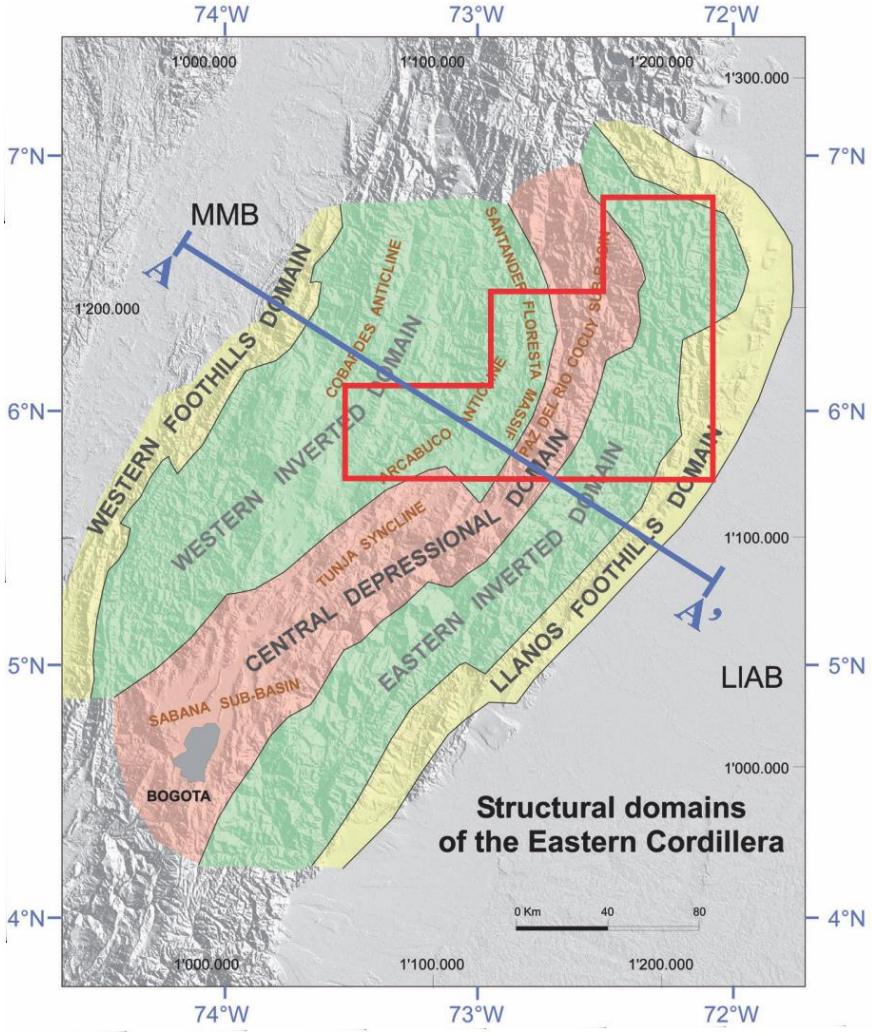
5.3 Estructura de la Cordillera Oriental: Dominios

La Cordillera Oriental es un orógeno de inversión plegado y fallado, con una geometría de doble vergencia que consiste en dos cinturones de cabalgamiento con vergencias opuestas. La CO cambia desde el dominio sur a partir de un cinturón angosto que se ensancha en su segmento central hacia el norte donde se bifurca en el Macizo Santander y los Andes de Mérida. Cerca de este tramo, la CO alcanza su mayor elevación (~5 km) en la curva de la región de El Cocuy (Colleta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Barrero *et al*., 2007; Sánchez-Villar, 2011; Bayona *et al*., 2013; Krammer *et al*., 2020).

De acuerdo con Cediel, (2011), según la configuración estructural actual, la cantidad de erosión y el espesor sedimentario conservado, la Cordillera Oriental se puede dividir en cinco dominios estructurales geológicos: dominio depresivo central, dominios invertidos del este y oeste, y dominios de los piedemontes de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca de los Llanos Orientales como se observa en la **Figura 19**. La línea A-A' es una sección transversal regional desde el VMM hasta la cueca Llanos que ilustra los dominios de la CO (**Figura 20**).

Figura 19

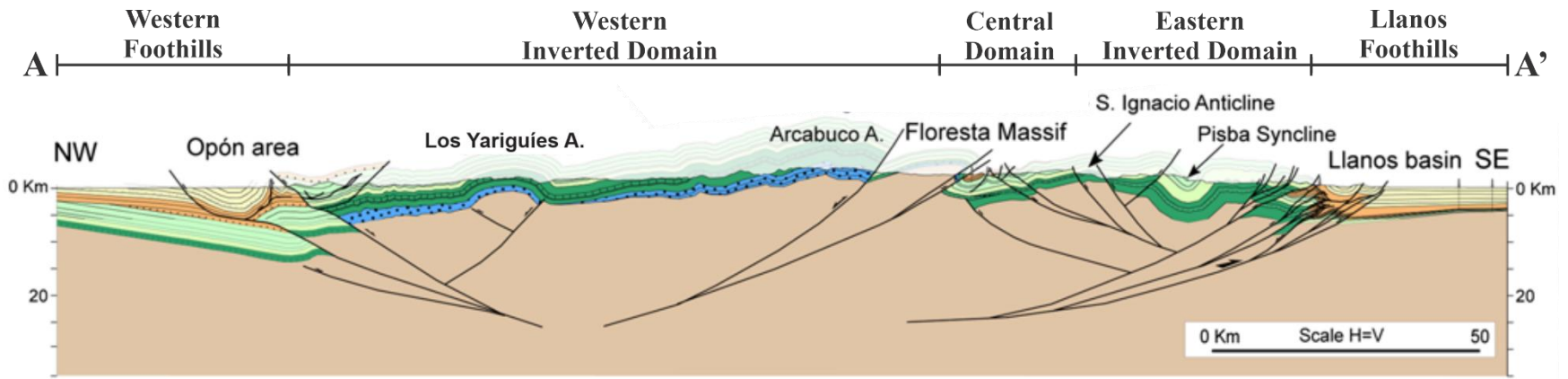
Dominios estructurales de la Cordillera Oriental



Nota: Dominios estructurales de la CO y el área de estudio. Tomado de Sadler *et al*., (2002) y Cediel, (2011).

Figura 20

Corte geológico a través de la Cordillera Oriental



Nota: Se observa la distribución de los dominios estructurales, la doble vergencia y el estilo de piel delgada en la CO. Modificado de Tesón *et al*., (2013).

El flanco occidental de la CO se caracteriza por fallas de inversión profundas, paralelas al frente montañoso que pasan a estructuras de piel delgada, caracterizadas por pliegues de despegue y cabalgamientos imbricados de bajo ángulo; y en el flanco oriental presenta diversos altos de basamento como el Macizo de Quetame y tectónica de piel delgada hacia el borde más oriental de la CO, donde se ubica la región del Piedemonte Llanero (Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Mora *et al.*, 2006; Sánchez-Villar, 2011).

Por otro lado, la Cordillera Oriental limita al norte con el Macizo de Santander y el Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa marta, al sur con el Sistema de Fallas Algeciras – Garzón, al este con el Sistema de Fallas inversas de la Cordillera Oriental – Guaicáramo y al oeste con el Sistema de Fallas de Salinas – Bituima (Cediel, 2011).

5.3.1 Dominios del piedemonte oriental y occidental

Estos dominios estructurales se ubican en la zona más externa de la Cordillera Oriental y coinciden con los piedemontes geográficos de su flanco occidental (Cuenca Valle Medio del Magdalena) y oriental (Cuenca de los Llanos Orientales), en ellos afloran rocas sedimentarias del Cretácico y Cenozoico (Paleógeno y Neógeno), a lo largo de cinturones plegados con cabalgamientos de bajo ángulo; y localmente en estas áreas es posible reconocer zonas triangulares con dúplex (Sadler *et al*., 2002; Cediel, 2011).

Los estilos estructurales identificados en estos dominios están controlados principalmente por fallas de piel delgada, que se desprenden de las secciones del Cretácico Tardío al Cenozoico Temprano, desarrollados durante la Orogenia Andina; en la cual las fallas normales antiguas de alto ángulo se invirtieron y propagaron la deformación a lo largo de fallas de cabalgamiento o imbricadas. Además, este tipo de estructuras son trampas petrolíferas productivas y potenciales donde están involucradas rocas reservorio y sello del Cretácico Superior y Paleógeno (Sadler *et al*., 2002; Mora *et al*., 2006, Cediel, 2011).

Por otro lado, el Piedemonte Llanero se caracteriza por un arreglo de fallas escalonadas que migran hacia el este de sur a norte, causando una pérdida del relieve estructural en el bloque colgante de las fallas y un ensanchamiento de la cordillera (Mora *et al.*, 2009; Sánchez-Villar, 2011).

5.3.2 Dominios invertidos del este y oeste

Los dominios invertidos del este y oeste son áreas anticlinorias ubicadas en ambos flancos de la Cordillera Oriental entre los dominios central y del piedemonte; en el dominio del oeste se encuentran los anticlinales de los Yariguíes, Villeta y Arcabuco, así como el Macizo de Floresta y la subcuenca Magdalena-Tablazo; y en el dominio este se encuentra la Sierra Nevada del Cocuy, el Macizo de Quetame y el anticlinal de Montecristo (Sadler *et al*., 2002; Cediel, 2011; Krammer *et al*., 2020). Las rocas sedimentarias aflorantes son del Cretácico Inferior, y localmente del Paleozoico y Jurásico, mostrando un gran espesor del Cretácico en estas áreas elevadas que sugiere que fueron depocentros desarrollados en la fase de rift en el Cretácico (Sadler *et al*., 2002; Cediel, 2011; Krammer *et al*., 2020).

Los estilos estructurales en los dominios invertidos se caracterizan por pliegues, fallas inversas de alto ángulo (invertidas a partir de fallas normales preexistentes) y fallas de cabalgamiento de bajo ángulo con despegue en rocas precretácicas. La inversión tectónica de las estructuras extensionales se centra en el conjunto de fallas escalonadas del antiguo Sistema de Fallas Salinas – Bituima que delimitan el graben al oeste, y del Sistema de Fallas de Guaicáramo que ha sido atribuido a la falla normal principal en el límite del rift oriental. Adicionalmente, las fallas normales preexistentes pudieron haber contribuido al desarrollo de depocentros durante la fase de rift, mientras que las fallas internas permanecieron inactivas (Sadler *et al.*, 2002; Mora *et al.*, 2009, Cediel, 2011).

En estos dominios predomina la presencia de pliegues de despegue, o plegamiento y cabalgamiento que involucran el basamento (Mora *et al*., 2006; Tesón *et al*., 2013), los frentes de deformación activos modernos están representados por los cabalgamientos de las fallas de Guaicáramo al este y Cambao al oeste (Krammer *et al*., 2020), localmente se han interpretado flores positivas y estructuras de escape lateral que sugieren un régimen transpresivo (Cortes *et al*., 2006).

5.3.3 Dominio depresivo central (Región axial)

El dominio depresivo central se encuentra a lo largo de la región axial de la Cordillera Oriental entre los dominios invertidos oriental y occidental. Este dominio es un sinclinorio en el que afloran unidades sedimentarias del Paleógeno (Sadler *et al*., 2002; Cediel, 2011). Los estilos estructurales se relacionan a amplios sinclinales limitados por anticlinales estrechos, generalmente asociados a una combinación de fallas de doble vergencia, estructuras de despegue (de piel delgada, fallas inversas en profundidad o pliegues) (Sadler *et al*., 2002; Mora *et al*., 2010). El Altiplano de Bogotá ubicado al sur de la CO, se encuentra en un área deprimida en la que el basamento precretácico se encuentra más elevado que el de las áreas de antepaís (Krammer *et al*., 2020).

Este dominio contiene exposiciones de basamento metamórfico continental de bajo a alto grado, como los macizos de Santander y Floresta con el mismo rumbo de la cordillera (Ramírez-Arias *et al*., 2012; Tesón *et al*., 2013). Inconformes a ese basamento, se encuentran rocas sedimentarias a lo largo de cinturones plegados del Jurásico y depósitos marinos del Cretácico, superpuestos por depósitos asociados a cuencas de tipo antepaís preservadas en sinclinales del Paleoceno al Oligoceno (Ramírez-Arias *et al*., 2012; Villar *et al*., 2017).

5.4 Estratigrafía

La secuencia estratigráfica de la zona de estudio se caracteriza por iniciar su depositación sobre corteza continental durante el Jurásico-Triásico, las formaciones de esta cuenca pueden ser correlacionables con las encontradas en el VMM y Llanos, debido a que las tres cuencas hacían parte de esta megacuenca durante el Mesozoico (UPME, 2018). El periodo de rifting originó una secuencia syn-rift desde el Berriasiano hasta el Aptiano sucedida por una secuencia post-rift del Maastrichtiano hasta el Paleoceno (Cooper *et al.*, 1995). Estos dos eventos dieron origen a una secuencia principalmente marina con varias transgresiones y regresiones a lo largo del Cretácico (Sanchez-Villar, 2011).

Para la descripción de las litologías (**Tabla 2**) se toma como patrón de referencia la memoria explicativa de la plancha 172 – Paz de Río de Ulloa *et al*., (2003), debido a que tiene el registro sedimentario más continuo y presenta mayor detalle. Adicionalmente, se muestran los espesores de las formaciones geológicas del área de estudio resumidos en la **Tabla 3** en base a la plancha 172 – Paz de Río de Ulloa *et al*., (2003).

Tabla 2

Descripción de las diferentes formaciones geológicas que afloran en la plancha 172 – Paz de Río

Formación	Descripción
Formación Tíbet (Dt)	Constituida por una sucesión de areniscas, localmente conglomeráticas, tiene espesores de 10 a más de 700 m (Cediel, 1969; Ulloa *et al*., 2003).
Formación Floresta (Df)	Tiene un espesor entre 315 m y 520 m, está compuesta por arcillolitas con intercalaciones de limolitas y areniscas, y hacia la parte superior tiene niveles de arcillolitas físiles negras (Olsson & Caster, 1937; Ulloa *et al*., 2003), según el contenido fósil su edad es de finales del Devónico inicial a inicios del Devónico medio (Barret, 1983).
Formación Cuche (Cc)	Tiene un espesor de 669,46 m, está compuesta por limolitas, capas de cuarzoareniscas, e intercalaciones de arcillolitas y areniscas arcillosas (Botero, 1950; Ulloa *et al*., 2003). La edad de la formación según Botero, (1950), es carbonífera, basado en un pelecípodo (fósil de bivalvo) y Mojica & Villarroel, (1984), según su fauna y flora es del Devónico medio a inicios del Carbonífero.
Formación Montebel (TrJm)	Tiene 690 m de espesor, está compuesta por una sucesión de limolitas calcáreas con intercalaciones de areniscas (Trumpy, 1943; Ulloa *et al*., 2003), de acuerdo con Trumpy, (1943), la edad de la unidad es de finales del Triásico y según Bürgl, (1964), es Jurásico medio a superior.
Formación La Rusia (Jru)	Sucesión compuesta por conglomerados, areniscas cuarzofeldespáticas con estratificación cruzada y limolitas rojas, con espesor entre 344 y 682 m; la edad de la formación no se ha definido, pero por encontrarse sobre la Fm Montebel pudo depositarse a finales del Jurásico (Renzoni, 1967; Ulloa *et al*., 2003).
Formación Girón (Jg)	Sucesión de areniscas, limolitas rojas y conglomerados de colores rojizos, tiene un espesor entre 800 y 1.000 m, y teniendo en cuenta su posición estratigráfica su edad se considera del Jurásico (Hettner, 1892; Ulloa *et al*., 2003).
Grupo Cáqueza – **Formación Lutitas de Macanal (Kilm)**	Constituida por capas de lutitas negras, piritosas, ligeramente calcáreas, con intercalaciones de areniscas, se le asigna un espesor de 2.935 m (Ulloa & Rodríguez, 1979a; Ulloa *et al*., 2003). Según fósiles del Titoniano y Berriasiano analizados por Bürgl, (1959b), su edad es del Cretácico Inferior.
Grupo Cáqueza – **Formación Areniscas de Las Juntas (Kiaj)**	Constituida por una sucesión de capas de areniscas con intercalaciones de lodolitas grises, tiene un espesor de 910 m en su localidad tipo (Ulloa & Rodríguez, 1979a; Ulloa *et al*., 2003), y su edad es Hauteriviano (Hubach, 1945a; Bürgl, 1958).
Formación Fómeque (Kif)	Se compone de lodolitas con intercalaciones de calizas y cuarzoareniscas grises oscuras a negras (Hubach,1931; Ulloa *et al*., 2003). Tiene un espesor entre 500 y 600 m (Hubach, 1945b), y entre 800 y 1.200 m (Ulloa & Rodríguez, 1979a), y es del Cretácico Inferior (Hauteriviano) según su contenido fósil (Hubach, 1957a). Debido a su posición entre la Fm. Río Negro y la Fm. Aguardiente, se correlaciona litológicamente con la Fm. Tibú-Mercedes hacia el sur y suroeste de la Sierra Nevada de El Cocuy (Fabre, 1981).
Formación Tibasosa (Kit)	Sucesión de calizas con intercalaciones de areniscas y lodolitas calcáreas, limolitas y cuarzoareniscas de 531 m de espesor y cuarzoareniscas con intercalaciones de lodolitas arenosas de 35.65 m de espesor (Renzoni, 1967; Ulloa *et al*., 2003). En base a la fauna de la formación Renzoni, (1967), le asigna una edad del Cretácico Inferior (Hauteriviano o mediados/finales del Albiano).
Formación Une (Kiu)	Tiene un espesor entre 227,8 y 316 m, se compone de una alternancia de cuarzoareniscas y lodolitas grises oscuras a negras (Hubach, 1931; Ulloa *et al*., 2003). Basados en el contenido faunístico Bürgl, (1957), indica una edad para la formación del Cenomaniano y Campbell, (1962), del Albiano. La Formación Une en Cundinamarca y Boyacá, se puede correlacionar con la Formación Aguardiente en la Sierra Nevada de El Cocuy y en el área de Santander (Fabre, 1981; Ulloa *et al*., 2003).

Formación	Descripción
Formación Chipaque (Ksc)	Sucesión de capas de lodolitas negras con intercalaciones de cuarzoareniscas o calizas fosilíferas, tiene un espesor entre 226,45 y 728 m y de acuerdo con su posición estratigráfica la formación es del Cretácico Superior (Hubach, 1931; Ulloa *et al*., 2003). Se puede correlacionar litológicamente con la Formación Capacho de la Sierra Nevada de El Cocuy (Fabre, 1981).
Formación La Luna (Ksl)	Sucesión de lutitas calcáreas fosilíferas, cuarzoareniscas con niveles calcáreos y limolitas calcáreas, tiene un espesor entre 120 m y 300 m (Julivert, 1968; Ulloa *et al*., 2003). Según los estudios paleontológicos y palinológicos (Osorno, 1994; Fabre, 1986; Richards, 1968) la edad de la formación es Cretácico Superior. A lo largo del flanco este de la CO presenta un cambio lateral de facies calcáreas y calcáreas silíceas a facies silíceo-arenosas de la Fm Plaeners del Cuadrángulo J-13 y a la parte inferior de la Fm. Guadalupe del Cuadrángulo K-12 (Fabre, 1981; Ulloa *et al*., 2003).
Grupo Guadalupe (Ksg) – **Formación Plaeners (Ksgp)**	Se compone de cuarzoareniscas, lodolitas calcáreas y limolitas silíceas con intercalaciones de chert, tiene un espesor que varía de 78,8 a 103 m (Hubach, 1931; Ulloa *et al*., 2003). La edad de la formación según Bürgl, (1957), y Pérez & Salazar, (1971), basados en foraminíferos y su contenido faunal es del Campaniano hasta Maestrichtiano Temprano (Cretácico Superior).
Grupo Guadalupe (Ksg) – **Formaciones Labor y Los Pinos (Ksgpi)**	La unidad presenta un espesor entre 94,9 y 295 m y está constituida por cuarzoareniscas, arcillolitas, lodolitas calcáreas y lodolitas con intercalaciones de areniscas arcillosas y calizas con conchas de ostrácodos (Ulloa & Rodríguez, 1979b; Ulloa *et al*., 2003). Según Fabre, (1986), la edad de la formación es del Campaniano hasta el Maestrichtiano Temprano.
Grupo Guadalupe (Ksg) – **Formación Arenisca Tierna (Ksgt)**	Está constituida por cuarzoareniscas (algunas calcáreas), presenta varias capas de icnofósiles y niveles bioturbados, y tiene un espesor entre 32,8 y 139 m (Hubach, 1957a; Ulloa *et al*., 2003). Basado en su posición estratigráfica Bürgl, (1961), Fabre, (1986), y Osorno, (1994), la consideraron de edad Maestrischtiano
Formación Guaduas (KPgg)	Compuesta por arcillolitas (algunas carbonosas) con intercalaciones de cuarzoareniscas, se caracteriza por tener capas de carbón y alcanza un espesor de 392,4 m (Hettner, 1892; Ulloa *et al*., 2003). La edad de la formación es Maastrichtiano según su contenido palinológico (Osorno, 1994), y se puede correlacionar litológicamente con el Miembro J4 de la Formación Colón-Mito Juan (Fabre, 1981).
Formación Areniscas de Socha (Pgars)	Alcanza un espesor de 156 m y está compuesta por una sucesión de capas de cuarzoareniscas con esporádicas intercalaciones de arcillolitas (Alvarado & Sarmiento, 1944; Ulloa *et al*., 2003). Basado en estudios palinológicos Van der Hammen, (1957), indica para la Fm Socha Inferior (Fm Areniscas de Socha) una edad paleocena temprana. Esta formación al sur de la plancha 172, se correlaciona litológicamente con la Fm Barco en la región de la Sierra Nevada de El Cocuy (Fabre, 1981).
Formación Arcillas de Socha (Pgas)	Se compone de arcillolitas con intercalaciones de cuarzoareniscas en capas plano-paralelas y presenta concreciones limolíticas tiene un espesor entre 172,35 y 345,25 m (Alvarado & Sarmiento, 1944; Ulloa *et al*., 2003).Van der Hammen, (1957), le asigna a la parte media e inferior de la formación una edad paleocena media y a la parte superior, paleocena superior. Esta formación se correlaciona palinológica y litológicamente con la Fm Los Cuervos de la región de El Cocuy (Van der Hammen, 1960).
Formación Picacho (Pgp)	Esta unidad presenta un espesor entre 138,80 y 181,5 m, está compuesta por una sucesión de cuarzoareniscas de grano medio hasta conglomerático, con escasas intercalaciones de arcillolitas. (Alvarado & Sarmiento, 1944; Ulloa *et al*., 2003). Según Van der Hammen, (1957), basado en su posición estratigráfica, la edad de la Formación Picacho es Eoceno Temprano. La Formación Picacho del área de Paz de Río se correlaciona litológicamente con la Formación Mirador (Van der Hammen, 1960).
Formación Concentración (Pgc)	Se compone de arcillolitas con estratos de hierro oolítico e intercalaciones de cuarzoareniscas y laminillas de yeso, tiene un espesor entre 1.368 y 1.554 m (Alvarado & Sarmiento, 1944; Ulloa *et al*., 2003). La formación tiene una edad del Eoceno medio al Oligoceno medio Según el contenido de polen (Van der Hammen, 1957), y se correlaciona con la Fm Carbonera de la región de El Cocuy (Fabre, 1981).
Nota	El Grupo Cáqueza en los cuadrángulos J-13 y K-12 se puede correlacionar litológicamente con la Formación Río Negro de la Sierra Nevada de El Cocuy (Fabre, 1981). La parte superior del Grupo Guadalupe se puede correlacionar litológicamente con la Fm Colón-Mito Juan hacia el sur de la Sierra Nevada de El Cocuy (Los Pinos = Miembros J1 y J2, Arenisca Tierna = Miembro J3) (Fabre, 1981). La Fm Los Pinos se puede correlacionar con la parte inferior de la Fm Colón (Ulloa *et al*., 2003).

Tabla 3

Espesores de las diferentes formaciones geológicas que afloran en la plancha 172 – Paz de Río

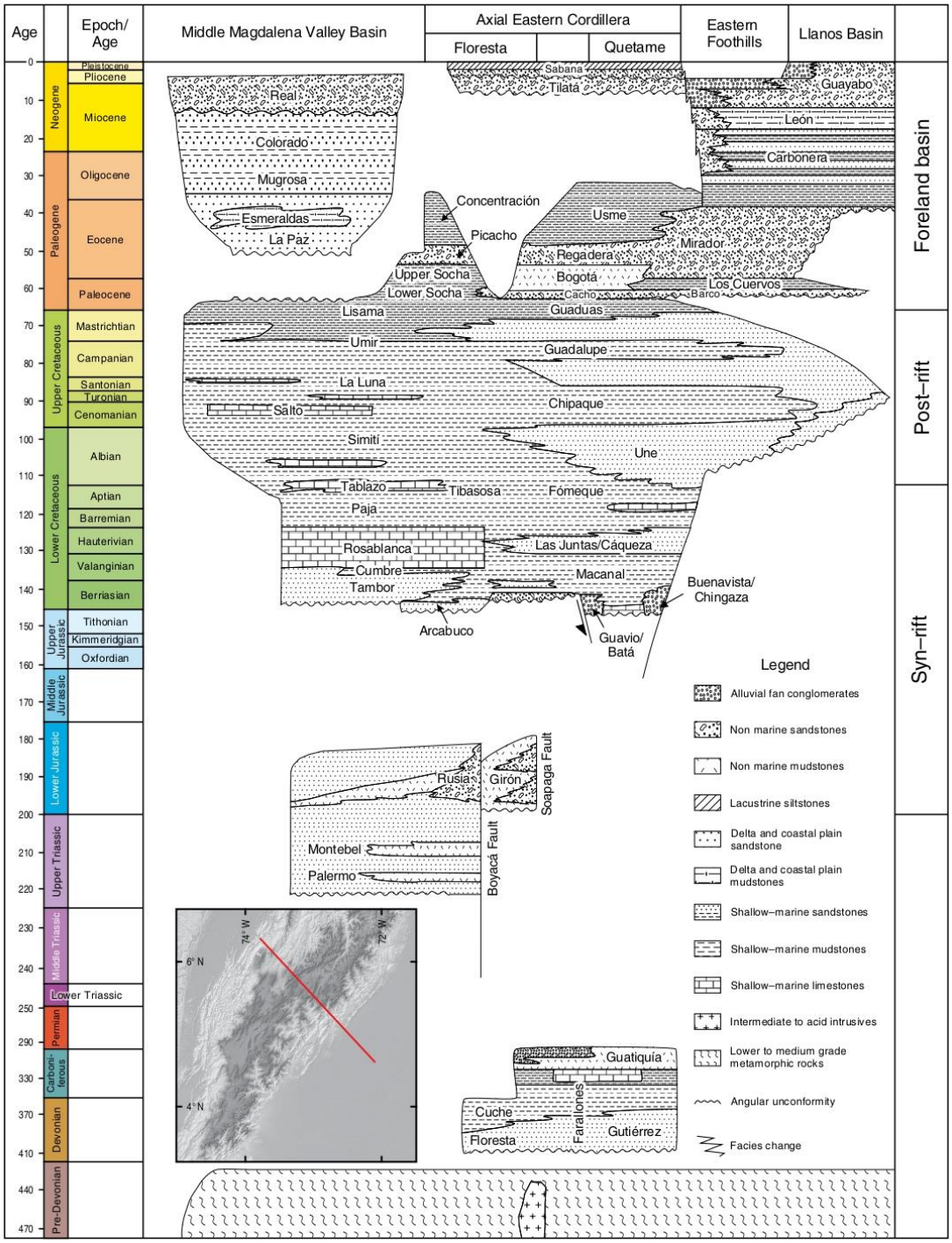
Plancha 172		**Espesor (m)**
Fm Concentración		1.368 - 1.554
Formación Picacho		138,8 - 185,5
Fm Arcillas de Socha		172,35 - 345,25
Fm Arenisca de Socha		156
Formación Guaduas		392,4
Gp Guadalupe	Formación Arenisca Tierna	32,8 - 139
	Formación Labor - Los Pinos	94,9 - 295
	Formación La Luna - Plaeners	88,2 - 300
Formación Chipaque		226,45 -728
Une (Aguardiente)		516,75
Fm Fómeque/Tibasosa		227,8 - 1.200
Gp Cáqueza	Fm Areniscas de Las Juntas	480 - 910
	Fm Lutitas de Macanal	2.935
Formación Girón		800 - 1.000
Formación La Rusia		344 - 682
Formación Montebel		690
Formación Cuche		561 - 669,46
Formación Floresta		315 - 520
Formación Tibet		10 - 700

Nota: Datos recopilados de la Plancha 172 – Paz de Río. Tomado de Ulloa *et al.*, (2003).

Adicionalmente, se muestra una carta estratigráfica (**Figura 21**) en la que se observa la distribución de las distintas formaciones geológicas que comprenden el área estudiada, su litología, edad, fase tectónica, discordancias y la relación entre las secuencias del Valle Medio del Magdalena, la Cuenca Llanos, la región axial y el piedemonte oriental de la Cordillera Oriental.

Figura 21

Carta estratigráfica de la Cordillera Oriental de Colombia



Nota: Se observa la estratigrafía de la Cordillera Oriental de Colombia en su eje axial y en el dominio del piedemonte oriental, y la estratigrafía de las cuencas del Valle medio del Magdalena y Los Llanos. Tomado de Krammer *et al.*, (2020).

5.5 Magmatismo en la Cordillera Oriental

El magmatismo Cretácico en la CO se caracteriza por fusiones de composición máfica toleitico-álcalina y se ha preservado en pequeñas intrusiones (Vásquez & Altenberger, 2005). Durante el Mioceno Tardío hasta el Pleistoceno Temprano ocurren procesos de vulcanismo y magmatismo a lo largo de la CO (Siravo *et al*., 2018), el vulcanismo se concentra principalmente en la región de Paipa-Iza (ubicada en la parte axial) (Poveda *et al*., 2018), registrando actividad volcánica entre 6 y 2 Ma (Bernet *et al*., 2016; Rueda-Gutiérrez, 2020).

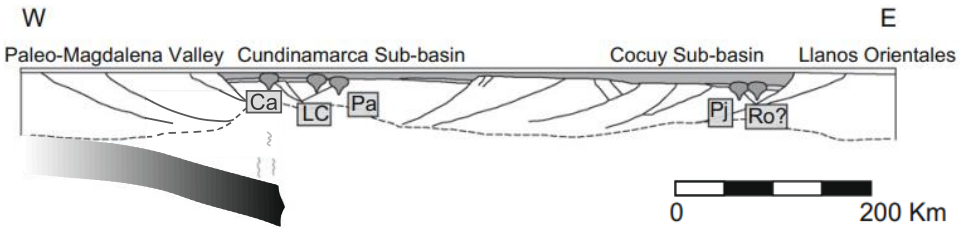
Adicionalmente, en el área de California (Macizo de Santander), algunos cuerpos intrusivos se emplazaron entre 11 y 8 Ma (Mantilla *et al*., 2013). El estudio realizado por Cruz *et al*., (2014), en el sector de la quebrada Ventanas (Norte de Santander) reconoce la existencia de rocas riodacíticas en forma de diques con edades U-Pb en circones de 13,9 ± 0,2 Ma (Mioceno, Langhiano), la geoquímica de estas rocas porfiríticas del Neógeno indica un magmatismo típico de subducción (rocas calcoalcalinas), en un contexto de arco magmático de margen continental.

También se han reportado algunos cuerpos ígneos intrusivos del Cretácico dentro de la Cordillera Oriental (Vásquez *et al*., 2010), denominados Pacho (Pa) de 136 ± 0,4 Ma, Pajarito (Pj) de 120,5 ± 0,6 Ma (Cretácico Inferior) y Cáceres (Ca) entre 74,1 ± 0,4 – 81,7 ± 0,8 Ma, La Corona (LC) de 96,7 ± 0,4 Ma y Rodrigoque (Ro) cuya edad se asume en 100 Ma (Cretácico Superior). Estas intrusiones se encuentran en la Subcuenca de Cundinamarca y en la Subcuenca de El Cocuy.

En la **Figura 22** se muestra un perfil esquemático a lo largo de la cuenca cretácica con la configuración de los cuerpos intrusivos durante el Campaniano.

Figura 22

Perfil esquemático de intrusiones magmáticas a lo largo de la cuenca durante el Campaniano



Nota: Posición de las intrusiones en la Subcuenca de Cundinamarca y de El Cocuy y las diferencias en el espesor cortical de cada una. Tomado de Sarmiento-Rojas, (2001) y Vásquez *et al*., (2010).

Diferentes estudios sugirieren que el engrosamiento de la corteza y la elevada topografía de la CO se debe a dos procesos geodinámicos, primero el acortamiento horizontal de la corteza (durante el Cenozoico) en un estado de equilibrio isostático, y segundo adiciones magmáticas debajo de la corteza por reacomodación de material como resultado de la fusión parcial en el manto superior (Poveda *et al*., 2015; Mora-Páez *et al*., 2016; Monsalve *et al*., 2019). Este último es respaldado por las evidencias de actividad volcánica del Mioceno Tardío hasta Pleistoceno Temprano (Renzoni, 1967; Pardo *et al*., 2005a; Bernet *et al*., 2016).

Siravo *et al*., (2019), indica que sí la cuña astenosférica está lo suficientemente hidratada para volverse débil y flotante, puede ocurrir levantamiento y exhumación a medida que la subducción se vuelve plana hacia el borde de la placa que subduce; a un menor ángulo de la placa subductora, el levantamiento astenosférico puede desencadenar la fusión de la litosfera (Li & Li, 2007). Lo anterior se ve reflejado por dos procesos en la placa del área de Bucaramanga, primero la presencia de fondo marino en la placa subductora (Chiarabba *et al*., 2016), ahora ubicada cerca del nido sísmico, que podría liberar grandes cantidades de agua en profundidad, y segundo la flexión hacia abajo de la placa plana que podría liberar agua almacenada en la corteza oceánica y la litosfera (Siravo *et al*., 2019).

La topografía de la Cordillera Oriental se ha elevado hasta ~5.000 m (Sierra de El Cocuy), y se ubica a unos 500 km de la trinchera donde dos porciones separadas de la placa de Nazca subducen debajo de la placa suramericana (Siravo *et al*., 2018). Los estudios de Poveda *et al*., (2018), muestran que el espesor de la corteza en la CO varía de 40 a 60 km y alcanza su máximo espesor debajo del área volcánica de Paipa-Iza, tanto por las contribuciones del acortamiento de la corteza como por intrusión magmática. Asimismo, los modelos de onda S (cizalla) revelan la presencia de un dominio de baja velocidad debajo de la CO relacionado con la presencia de fluidos y magma; esta anomalía es clara debajo el área volcánica de Paipa-Iza y debajo de la Sierra Nevada de El Cocuy a profundidades menores a 35 km, e incluso se encuentran velocidades S más lentas (3,2 - 3,6 km/s), en el mismo rango de profundidad bajo los volcanes inactivos de la Cordillera Oriental (Siravo *et al*., 2018).

El análisis de la topografía residual no isostática de Yarce *et al*., (2014), basado en un modelo de espesor de la corteza en los Andes Nororientales (en la CO y en la región de El Cocuy), es consistente con un levantamiento debido a un flujo del manto superior asociado a la placa Caribe debajo de la región justo al este del nido sísmico de Bucaramanga (**Figura 16**), con una topografía residual positiva relacionada a una anomalía de calor.

Lo anterior sugiere que el vulcanismo bajo la CO podría estar inactivo, pero no necesariamente extinto (Bernet *et al*., 2016; Poveda *et al*., 2018), por lo que la actividad magmática en la región podría explicar la topografía residual no isostática reportada por Yarce *et al*., (2014), puesto que la cuña astenosférica térmicamente perturbada esperada en la región, proporcionaría la flotabilidad necesaria para producir las altas elevaciones (Chiarabba *et al*., 2016; Poveda *et al*., 2018).

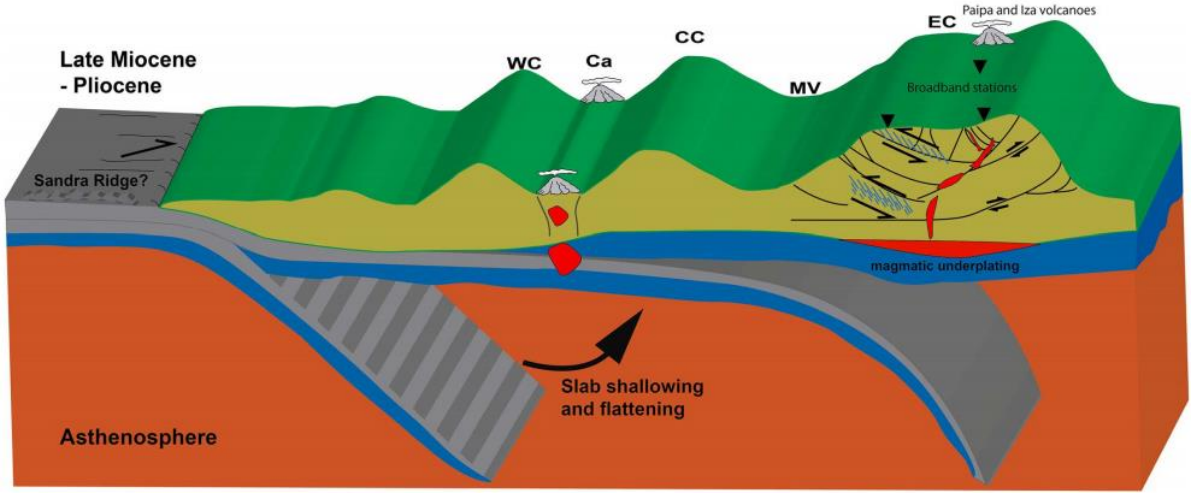
De hecho, se tienen registros actuales de altos gradientes geotérmicos en el área de Paipa-Iza (Bernet *et al*., 2016; Vargas *et al*., 2009), y el gradiente térmico más alto se presenta en la Sierra Nevada de El Cocuy (Siravo *et al.*, 2018).

Monsalve *et al*., (2019), mediante el método geofísico de funciones del receptor telesísmico y datos geocronológicos y geoquímicos del vulcanismo del Mio-Plioceno en la CO (área de Paipa-Iza) (Pardo *et al*., 2005a; Pardo *et al*., 2005b; Vesga & Jaramillo, 2009; Bernet *et al*., 2016), argumentan que tanto el acortamiento como una base magmática han jugado un papel en la actual configuración de la corteza de la CO, estos análisis sugieren la existencia de material de alta densidad y alta velocidad sísmica (máfico) en la corteza inferior debajo de la región de los domos volcánicos de Paipa e Iza (~36 km debajo de la superficie), que puede relacionarse con magmas máficos resultantes de la fusión parcial del manto superior, emplazados en la corteza por magmatismo subplaca; de los cuales se derivaron por diferenciación las rocas volcánicas félsicas e intermedias en la superficie, con edades de ~5,9 Ma que ascendieron a lo largo de fallas.

La **Figura 23** muestra la hipótesis de Monsalve *et al*., (2019), sobre la construcción de la CO en el área volcánica de Paipa-Iza, en la que la somerización y aplanamiento de la placa de Nazca en el Mioceno Tardío-Plioceno y el magmatismo, pueden explicar el engrosamiento y elevación de la corteza. Además, muestra como los magmas se han emplazado en el fondo de la corteza y han ascendido a través de fallas corticales, y concluye que el magmatismo de la CO está relacionado con la disminución del ángulo de subducción, proceso que debió estar activo en ~6 Ma.

Figura 23

Modelo tectonomagmático del área volcánica de Paipa-Iza en el Mioceno Tardío-Plioceno



Nota: Representación esquemática de la somerización y aplanamiento de la placa de Nazca, junto con el régimen de compresión que actuó sobre la CO durante el Mioceno Tardío-Plioceno. WC: Cordillera Occidental, CC: Cordillera Central, EC: Cordillera Oriental, Ca: Arco del Cauca y MV: Valle del Magdalena. Tomado de Monsalve *et al*., (2019).

Otra propuesta de eventos magmáticos es presentada por Siravo *et al*., (2018), que proponen un evento termal hace 11 Ma, a partir de los valores de R_o anormalmente altos en las unidades del este de la región de El Cocuy respecto a las del oeste a menor altura, y según datos termobarométricos y edades Z-He, este evento se conserva en las micro y macrocaracterísticas de las rocas en las elevaciones más altas.

Las macrofracturas sugieren recristalización estática debido a un evento termo-metamórfico en la Formación Aguardiente que indican posibles condiciones de alto flujo de calor a poca profundidad, evento que puede ser el responsable del aumento de la reflectancia de la vitrinita y el gradiente geotérmico hacia el dominio de El Cocuy, además de estar relacionado con posibles intrusiones magmáticas poco profundas, causando que temperaturas de hasta 250 – 260 °C afectaran estas rocas del Cretácico al Eoceno (Siravo *et al*., 2018).

Adicionalmente, se encontraron los minerales biotita-vermiculita en capas mixtas que es compatible con la génesis hidrotermal, en la que la morfología en forma de concertina de la vermiculita es típica por encima de 230 °C, y el modelamiento termobarométrica inversa aplicada a los filosilicatos recién cristalizados indica que se formaron a una temperatura media de 250 °C (Siravo *et al*., 2018).

Se sugiere que para la CO la fuente del magmatismo máfico de la corteza inferior es la fusión de un manto subcontinental poco enriquecido, cuyo mecanismo de activación es la somerización de la placa plana subducida al norte de ~5.5° N, y desencadena el levantamiento y exhumación del Plioceno (Monsalve *et al*., 2019). En concordancia con la sobreimpresión metamórfica y signos de perturbación térmica en edades Z-He en el flanco este de la CO, relacionados con intrusiones magmáticas locales en el Mioceno Tardío (Siravo *et al*., 2018).

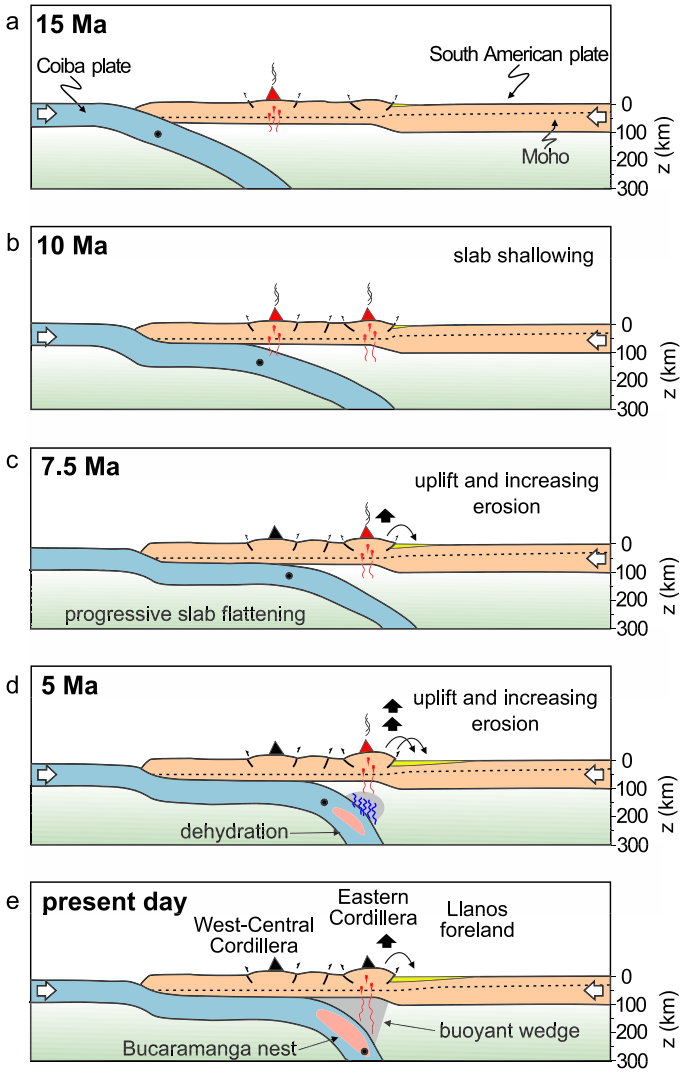
Misma etapa en la que la CO había aumentado su elevación debido a la compresión del Paleógeno (Bayona *et al*., 2013), a los 10 Ma la placa comienza a estar poco profunda como lo muestra el vulcanismo relacionado con el arco magmático y el metamorfismo de alta T/baja P en la Cordillera Occidental y localmente en la Cordillera Oriental (Mantilla *et al*., 2013; Bernet *et al*., 2016; Wagner *et al*., 2017; Siravo *et al.*, 2018).

A los 7,5 Ma la geometría de la placa se aplana progresivamente hacia el este acelerando las tasas de exhumación y levantamiento de la superficie (según datos termocronológicos). A los 6 Ma la placa había alcanzado la geometría plana actual, debido a que el vulcanismo en la CC disminuyó simultáneamente con el aumento de las tasas de exhumación y levantamiento de la CO, y comenzó la deshidratación de la placa de forma progresiva formando una cuña mantélica flotante (Siravo *et al*., 2018).

La **Figura 24** describe el escenario propuesto por Siravo *et al*., (2019), para la evolución tectónica del levantamiento topográfico Plio-Pleistoceno rápido de la CO al norte de 5°N (en la región de El Cocuy) con la zona de subducción de la placa de Coiba.

Figura 24

Modelo de evolución tectónica de la CO en la región de El Cocuy durante los últimos 15 Ma



Nota: Evolución de la geometría de subducción, migración del vulcanismo y elevación de la CO desde 15 Ma (a) hasta la actualidad (e), la CO se eleva por encima de una región de subducción plana, en la que la migración del arco volcánico implica un hundimiento de la placa (10-5 Ma) y la forma plana actual se debe a una exhumación rápida y al levantamiento de la superficie (~6 Ma) que da origen a una cuña flotante. Los triángulos rojos y negros marcan los volcanes activos y extintos, respectivamente. Tomado de Siravo *et al*., (2019).

5.6 Evolución de los sistemas petrolíferos de la región

Los diferentes procesos tectono-sedimentarios que influyeron en la evolución geológica de la cuenca de la CO establecieron las condiciones necesarias para la generación, migración y acumulación de hidrocarburos, convirtiéndola en un área potencialmente productiva. Además, algunas investigaciones indican que existe al menos un sistema petrolífero en ella y múltiples rezumaderos (Cediel, 2011), distribuidos mayoritariamente en los piedemontes y en la región axial (Aguilera *et al*., 2010; Diaz, 2016). Según Barrero *et al*., (2007), en la CO se habían descubierto para ese entonces 8 campos de petróleo, como los de Cusiana y Cupiagua, y 2 campos de gas como el de Gibraltar, principalmente en los dominios de los piedemontes oriental y occidental con un total de 1.700 MMBO y 2 TCFG.

Roca fuente: corresponden a la sucesión cretácica de lutitas y calizas de las formaciones Chipaque, Tibasosa, Fómeque y Une (areniscas con niveles lodosos), con potencial generador de hidrocarburos líquidos debido a su contenido principal de kerógeno tipo II (MO de origen marino) (Cediel, 2011), índice de hidrógeno entre 300 – 600 mgHC/gTOC (Espitalie *et al*., 1977), y valores de carbono orgánico total (TOC) entre 1,0 y 3,0% (Barrero *et al*., 2007). Las formaciones cenozoicas Guaduas y Arcillas de Socha tienen potencial de generación debido a su contenido de materia orgánica de origen terrestre (kerógeno tipo III y IV) y TOC moderado a bajo, excepto en las capas de carbón de la Fm Guaduas (Aguilera *et al*., 2010; Cediel, 2011).

Se puede atribuir un riesgo geológico bajo a las rocas fuentes porque son de buena calidad en la CO y generaron enormes cantidades de hidrocarburos desde el Cretácico Superior. El factor crítico para retener esta carga masiva de hidrocarburos fue la existencia de trampas disponibles durante la migración, por lo que los volúmenes de hidrocarburos encontrados en LlO y VMM probablemente se originaron en la CO (Cediel, 2011).

Roca reservorio: las formaciones Tibasosa, Une y Guadalupe constituyen el reservorio más importante, se depositaron durante la época del Albiano y Cenomaniano; tienen propiedades petrofísicas como porosidades promedio entre 5-10% y permeabilidades entre de 4-100 mD (Barrero *et al*., 2007). Las unidades siliciclásticas del Paleógeno como las formaciones Areniscas de Socha, Picacho y Concentración también presentan condiciones favorables para almacenar hidrocarburos, y evidencian crudo en superficie (Cediel, 2011).

Roca sello: las posibles rocas sello para los reservorios del Cretácico corresponden a las formaciones Une, Chipaque, Guadalupe (parte media) y Guaduas en sus facies lodosas plásticas con buena continuidad lateral. Por otro lado, los posibles sellos para los reservorios Cenozoicos pertenecen a las formaciones Concentración y Arcillas de Socha que consisten en intercalaciones de lutitas, además, el sello regional de los reservorios del Cretácico son lutitas gruesas de origen marino, implicando bajo riesgo (Barrero *et al*., 2007; Cediel 2011).

Sin embargo, la deformación estructural y la exhumación que afectaron a la cordillera pueden haber fracturado o erosionado las rocas sello potenciales, reduciendo o eliminando su capacidad de sellado en ciertas áreas (Cediel 2011).

Migración: el primer pulso de generación de hidrocarburos ocurre en el Cretácico Superior, pero la ausencia de trampas durante este tiempo ocasiona que gran parte del petróleo que se había generado no pudiera acumularse, sin embargo, la ocurrencia de un segundo pulso desde el Mioceno hasta la actualidad es el responsable de la acumulación de petróleo en las trampas de los dominios de los piedemontes de la CO (Barrero *et al*., 2007).

Trampa: la compresión que sufrió la Cordillera durante el Eoceno Tardío es el factor determinante de la formación y destrucción de trampas tanto estructurales como estratigráficas. Entre las estructurales se encuentran tres tipos de trampas, dos asociadas a sistemas de cabalgamientos y otra a fallas de rumbo (Sadler *et al*., 2002; Barrero *et al*., 2007) y las trampas estratigráficas están asociadas a los sistemas fluviales en los cuerpos arenosos controlados por los episodios sindeposicionales. Por otra parte, las unidades del Eoceno suprayacen las diferentes secuencias del Cretácico sobre una discordancia angular, lo que controla las rutas de migración de hidrocarburos, respecto a las cocinas (Diaz, 2016).

Prospectividad: es probable que los descubrimientos futuros en la Cordillera Oriental estén asociados con trampas formadas por transpresión, siendo los principales objetivos los pliegues de fallas, pliegues de propagación y zonas triangulares. De igual forma, existen plays potenciales en la zona axial de la CO relacionados con acumulaciones en domos de sal y plays de gas no convencionales asociados a mantos de carbón (Barrero *et al*., 2007). Por otro lado, la Formación Picacho presenta características optimas, pero no muy exploradas como reservorio (Diaz, 2016).

De acuerdo con el modelado de sistemas petrolíferos unidimensionales 1D y bidimensionales 2D de Sanchez *et al*., (2015), dos importantes cocinas se desarrollaron en el Cenozoico, la mayor de las dos se ubicó en lo que hoy es la Cordillera Oriental y fue productiva desde el Eoceno Tardío hasta el Oligoceno Tardío, y la roca fuente Chipaque podría haber expulsado hasta 840×10^{14} barriles de petróleo de esta cocina, principalmente entre 30 y 25 Ma.

Dominios: se ha comprobado que los dominios de los piedemonte oriental y occidental tienen un alto potencial de exploración de hidrocarburos ligeros, favorecido por grandes estructuras, presencia de rocas reservorio apiladas, proximidad a la cocina principal de petróleo, migración y carga efectivas (Sadler *et al*., 2002). Ejemplos de campos productores en los dominios del piedemonte oriental incluyen Cusiana, Cupiagua, Pauto Sur, Volcanera, Floreña y otros, mientras que los campos de Guando y Opon son ejemplos correspondientes a los dominios del piedemonte occidental (Sadler *et al*., 2002; Cediel, 2011).

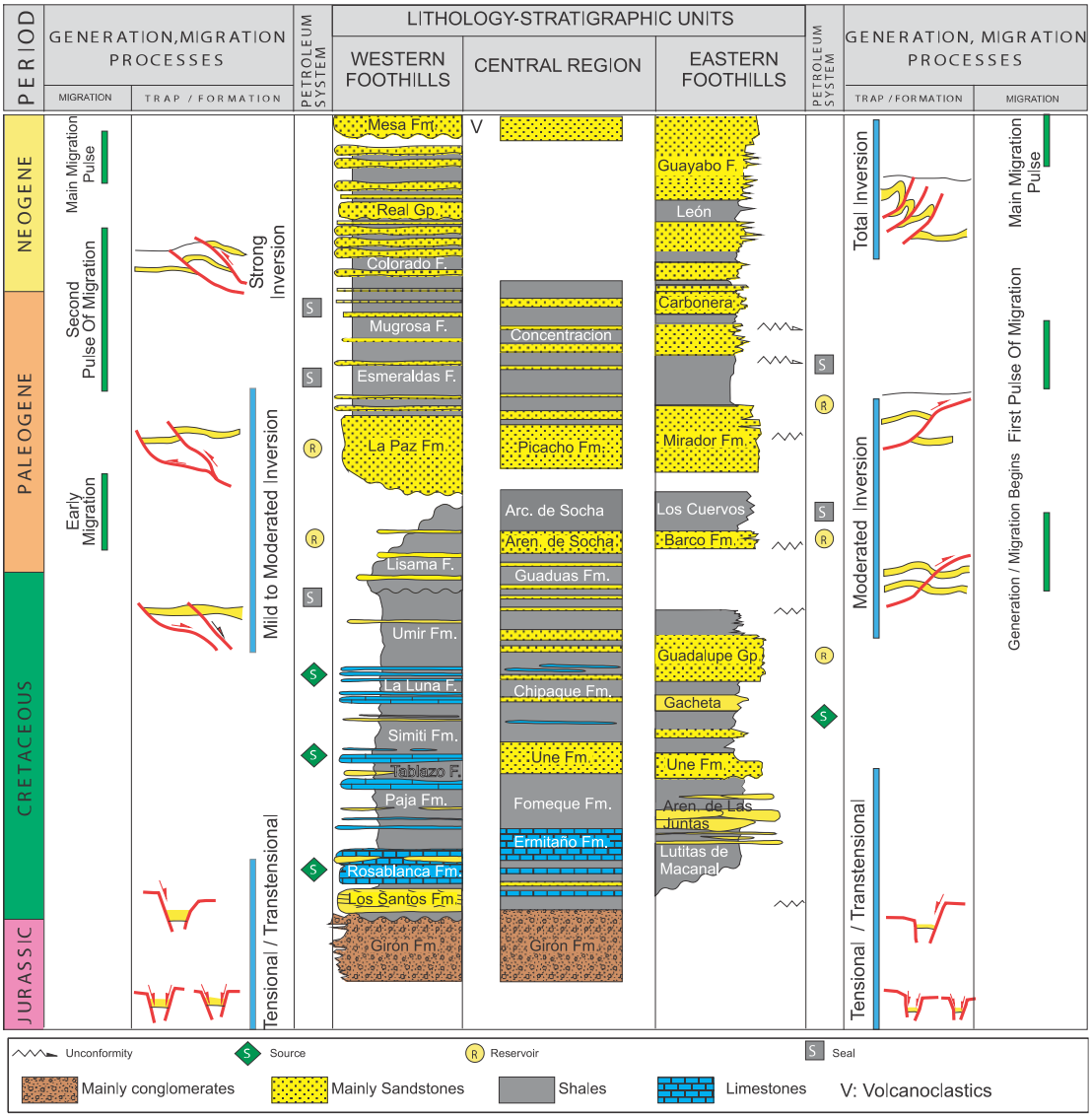
Debido a que la cantidad de inversión es grande en los dominios invertidos occidental y oriental, la sección prospectiva se ha erosionado sustancialmente y su potencial de exploración de hidrocarburos es limitado, se espera un potencial de hidrocarburos muy bajo o nulo para estas áreas (Sadler *et al*., 2002).

El dominio estructural depresivo central de la CO contiene elementos (plays) suficientes para respaldar la exploración futura de hidrocarburos, como lo demuestran los pozos exploratorios informados por la ANH como “productores” (Cediel, 2011). Además, en este domino los pliegues relacionados con fallas son el tipo de trampa de hidrocarburos esperado, y debido a que en las áreas de sinclinales están aflorando rocas del Paleógeno, las posibles trampas estructurales subterráneas con reservorios del Cretácico han sido protegidas de la erosión, por el contrario, las posibles trampas estructurales con reservorios de Paleógeno se reducen en gran medida, porque se vieron afectadas por la exhumación y la erosión (Cediel, 2011; Sadler *et al*., 2002).

La **Figura 25** muestra los procesos de generación, migración y acumulación de hidrocarburos en la CO a lo largo del tiempo y su relación con las diferentes unidades litoestratigráficas en los dominios central y del piedemonte oriental y Occidental, así como los elementos del sistema petrolíferos y el estilo estructural de las trampas.

Figura 25

Carta del sistema petrolífero de la Cordillera Oriental



Nota: Se muestra el sistema petrolífero de la CO en sus dominios central y del piedemonte oriental y occidental junto con los procesos de generación y migración de hidrocarburos y la formación de trampas (acumulación) a lo largo del tiempo geológico. Tomado de Barrero *et al*., (2007)

6. Resultados

6.1 Cartas estratigráficas

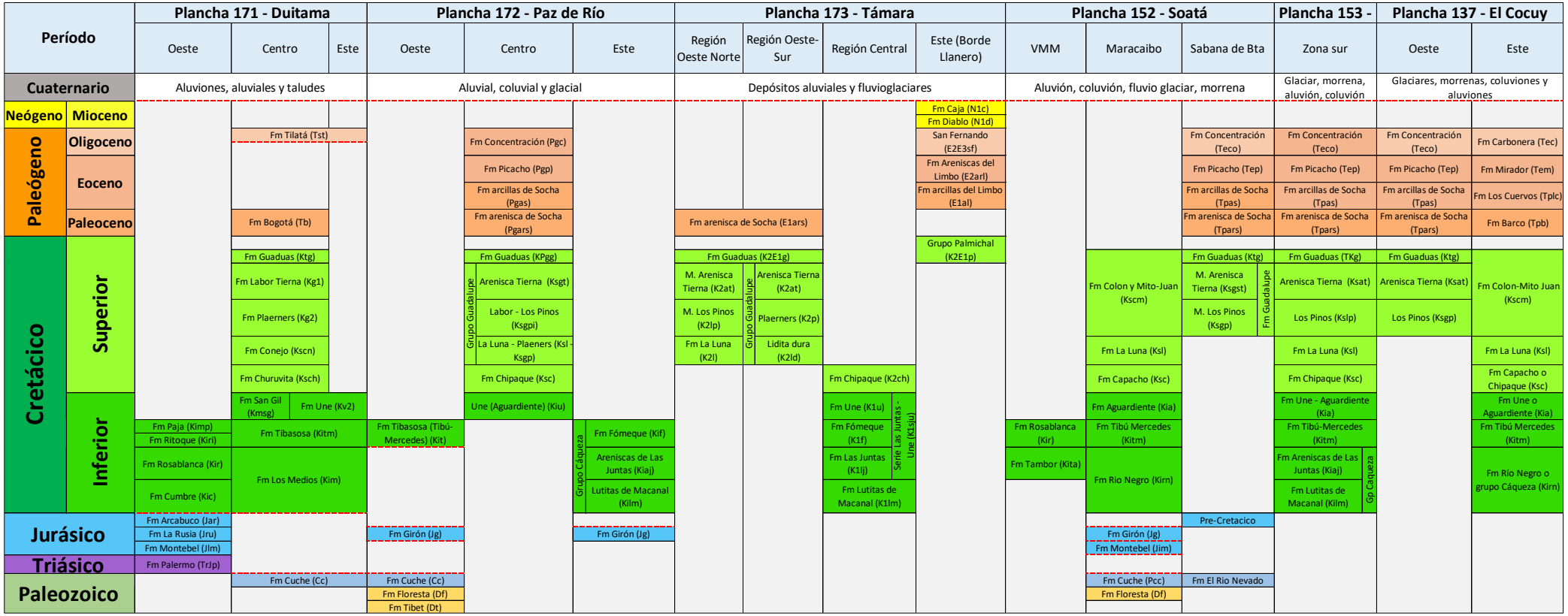
Para el análisis de la evolución tectonoestratigráfica, se realiza una correlación estratigráfica (**Figura 26**) entre las seis planchas geológicas del SGC que comprenden el área de estudio con el fin de identificar y unificar las litologías, debido a que las formaciones en cada una de las planchas poseen una nomenclatura diferente, y además una misma formación recibe distintos nombres dependiendo de la plancha en la cual ha sido cartografiada.

Con base en esta correlación, se realiza una representación gráfica de las edades relativas de las unidades litoestratigráficas presentes en la zona de estudio y su alcance geográfico a través de unas cartas estratigráficas detalladas o diagramas de Wheeler, en las cuales el eje vertical está relacionado con el espesor y tiempo geológico (uno a cada lado para mostrar la variación de las edades entre una zona y otra), mientras que el eje horizontal está relacionado con la distribución de las litologías en las planchas del SGC. Se realizan 3 cartas estratigráficas cuya distribución en planta se observa en la **Figura 27**, representadas con las líneas 1-1’ (carta 1), 2-2’ (carta 2) y 3-3’ (carta 3).

Estas cartas se realizan con la finalidad de observar cómo se correlacionan las litologías, definir diferencias o similitudes entre ellas, variación de espesores, discordancias importantes, cambios litológicos no netos, y realizar el trazo de las fallas principales observando cómo limitan la zona y su extensión hacia litologías más jóvenes.

Figura 26

Correlación estratigráfica de las planchas 171 – Duitama, 172 – Paz de Río, 173 – Támara, 152 – Soatá, 153 – Chita y 137 – El Cocuy

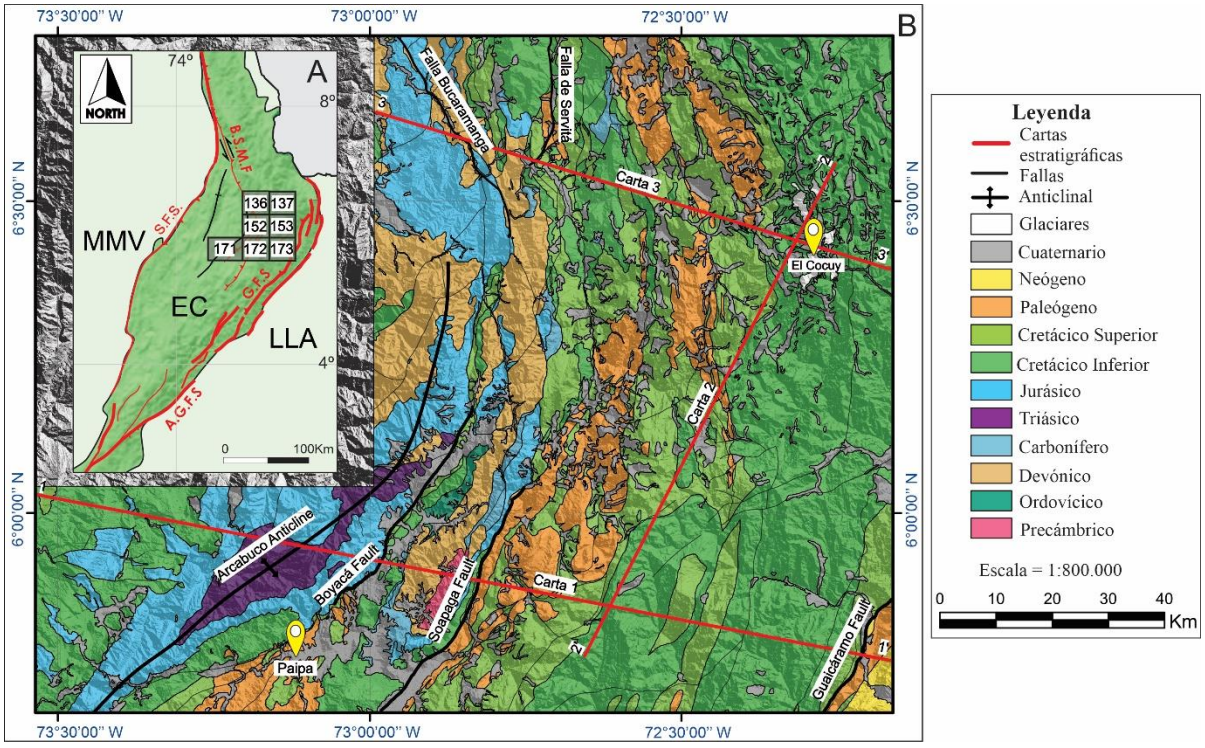


Nota: Las líneas rojas punteadas indican discordancias. Modificado de Ulloa *et al*., (1976); (2003); Vargas *et al*., (1981); Fabre, (1981); (1983) y González *et al*., (2015b).

En la correlación obtenida se observa que las unidades sedimentarias más antiguas corresponden a la Formación Tibet y a la Formación Floresta de edad Paleozoica localizadas en la zona oeste de la plancha 172 y en la zona central de la plancha 152, y las unidades más jóvenes corresponden a la Formación Caja y a la Formación Diablo de edad Neógena ubicadas hacia el Borde Llanero al este de la plancha 173. La correlación también evidencia que las unidades de mayor predominio y continuidad corresponden a la edad cretácica y tienen una mayor área de cobertura distribuyéndose en gran parte del área de estudio. Por último, se evidencian distintas discordancias, primero en las unidades más antiguas entre el Paleozoico y el Jurásico, y entre el Jurásico y el Cretácico, y también discordancias recientes debajo del Cuaternario, y entre el Paleoceno y Oligoceno en la plancha 171.

Figura 27

Mapa de la localización de las cartas estratigráficas en el área de estudio



Nota: A) Localización regional de la zona de estudio dentro de la CO, las planchas analizadas y los principales sistemas de fallas. B) Mapa de ubicación de las cartas estratigráficas.

La carta estratigráfica 1 (**Figura 28**), se localiza en la parte inferior del área de estudio, desde la zona de Arcabuco y Floresta (en el occidente), hasta el Piedemonte Llanero (en el oriente), abarcando las planchas 171 – Duitama, 172 – Paz de Río, 173 – Támara y 174 – Paz de Ariporo, en dirección S79E atravesando las Fallas de Boyacá, Soápaga y Guaicáramo.

En esta carta se observan las diferencias estratigráficas entre los bloques tectónicos y los efectos de las fallas regionales, hacia la parte más este se tiene la depositación de las unidades más jóvenes (Paleógeno – Neógeno), que corresponden con el Piedemonte Llanero y hacia el centro-oeste se tienen las unidades sedimentarias más antiguas (Jurásico), y se evidencia un predominio de las unidades Cretácicas en la cuenca de la CO. Adicionalmente, se observan dos discordancias regionales, una entre el Jurásico y el Cretácico Inferior, y otra entre el Paleozoico y el Jurásico.

La carta estratigráfica 2 (**Figura 29**), se realiza en sentido N27E atravesando la zona comprendida entre la Falla de Soápaga y la Falla de Guaicáramo (borde llanero), incluyendo el área de El Cocuy, además, esta carta se extiende sobre las planchas 137 – El Cocuy, 153 – Chita, 173 – Támara y la parte oriental de la plancha 172 – Paz de Río.

Figura 28

Carta estratigráfica 1

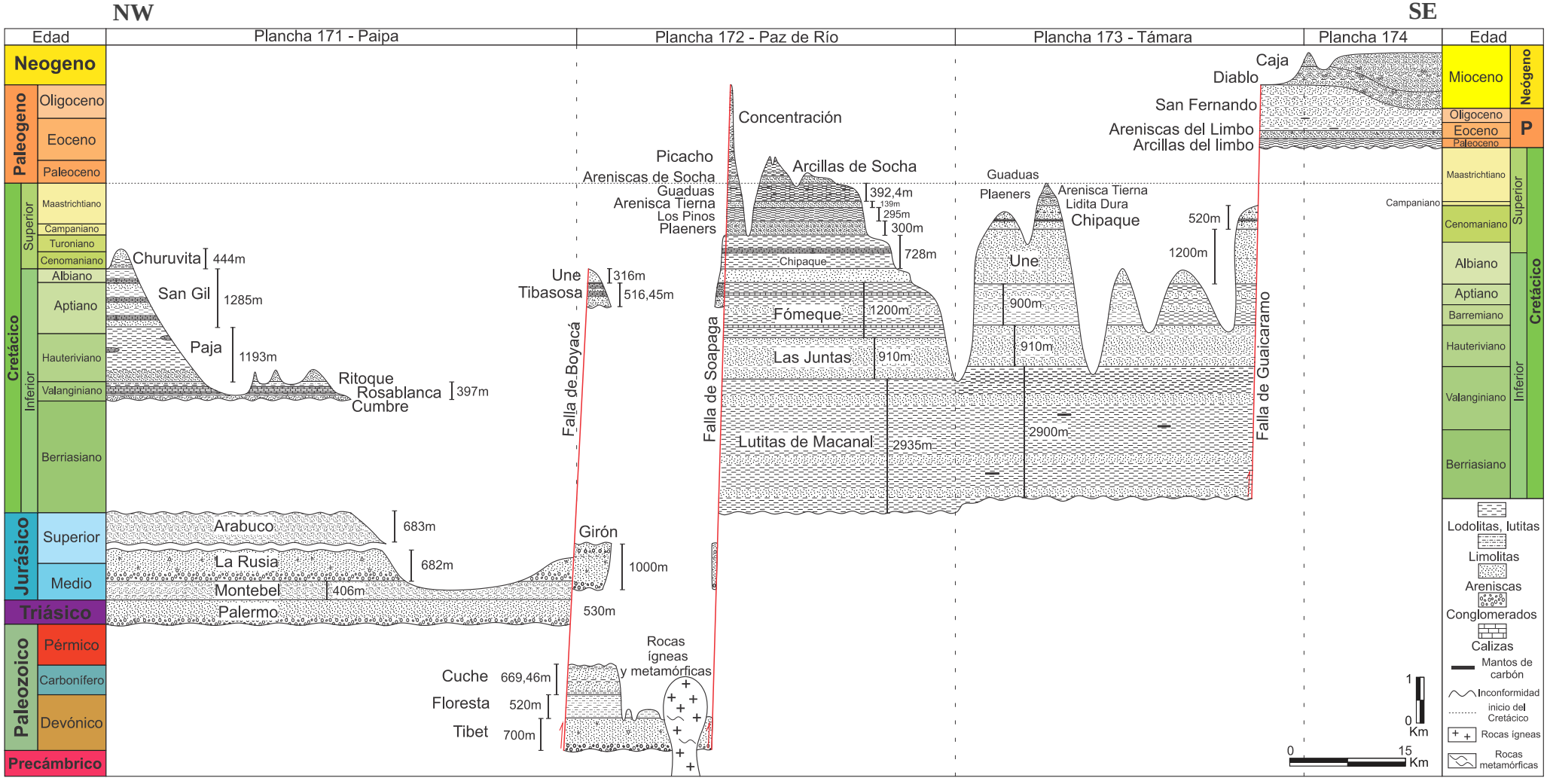
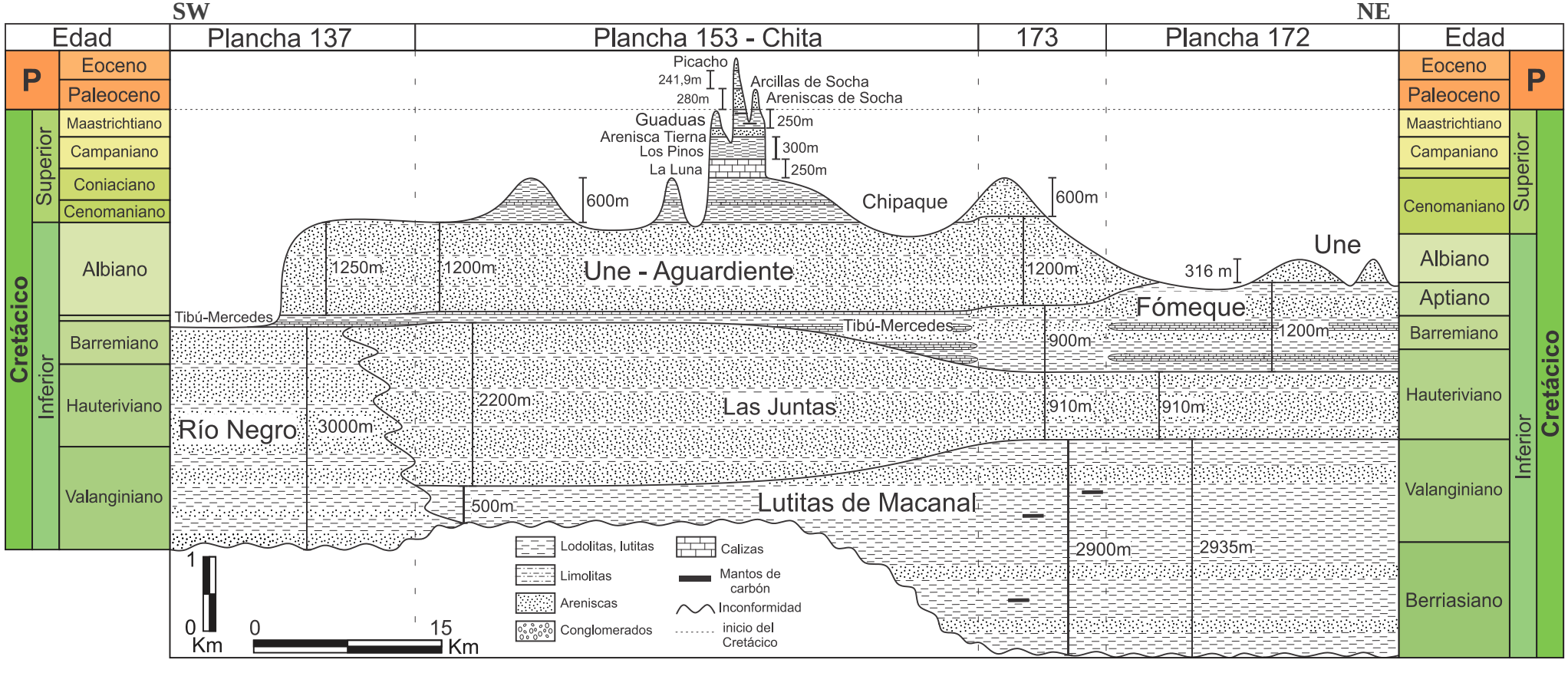


Figura 29

Carta estratigráfica 2



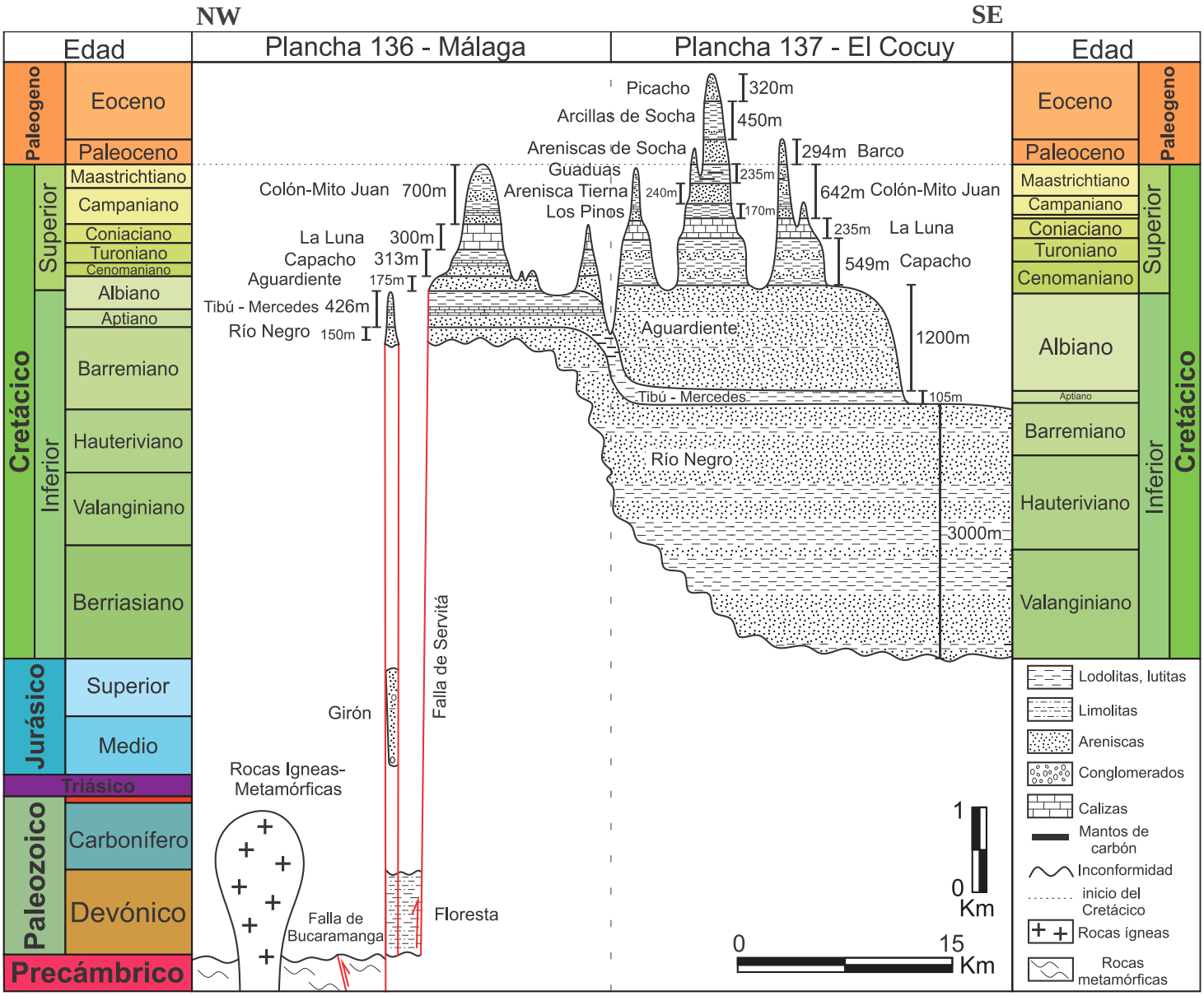
En la carta 2 se observa que los espesores de las unidades varían a lo largo de la cuenca y que se produjeron cambios laterales de facies que causan que una misma unidad tenga diferentes nombres dependiendo de su ubicación geográfica, se evidencia que el Cretácico se caracteriza por la presencia de calizas asociadas a una trasgresión. También se observa que una misma formación tiene edades diferentes debido al diacronismo, es decir, que en unas zonas tuvo un mayor tiempo de depositación que en otras, como es el caso de las formaciones Lutitas de Macanal, Las Juntas y Fómeque, esto pudo haber ocurrido por la misma geometría de la cuenca y por los eventos tectónicos que permiten una mayor depositación diferencial. Adicionalmente, se observa que las unidades del Paleógeno se encuentran hacia la zona central de la plancha 173 e indican que en esta parte aún no se han erosionado como si ocurre hacia los extremos de la carta.

La carta estratigráfica 3 (**Figura 30**), está ubicada en la zona norte del área de estudio, desde Capitanejo y la Falla de Bucaramanga (hacia el occidente) hasta El Cocuy (en el oriente), comprendiendo las planchas 136 – Málaga y 137 - El Cocuy en dirección S73E.

En esta carta se observan cambios laterales de espesor, se tiene un mayor espesor de la columna sedimentaria hacia el área de El Cocuy en donde se tiene el registro sedimentario completo del Cretácico al Paleógeno, esto se debe a que la cuenca tenía mayor profundidad hacia el este debido al periodo de extensión en el Cretácico, y en el área oeste de la plancha 136 se tenía el paleoalto del macizo de Santander (rocas ígneas y metamórficas) que limitaba la subcuenca de El Cocuy, pudiendo provocar diacronismo.

Figura 30

Carta estratigráfica 3



6.2 Modelamiento de subsidencia 1D

Para realizar las historias tiempo – temperatura es necesario analizar la información disponible para elaborar modelos de subsidencia unidimensionales en diferentes bloques tectónicos dentro del área, por lo que se dividió en seis zonas diferentes.

La base de estos modelos es la información relacionada con las litologías y sus ambientes, tiempo de depósito, espesor, contenido de carbono orgánico total, índice de hidrogeno, paleobatimetría, elevación del terreno, altura actual, erosión, reflectancia de vitrinita, espesor de la corteza y gradiente geotermal, esta información se recopila en cuadros y posteriormente en los modelos de subsidencia para cada bloque.

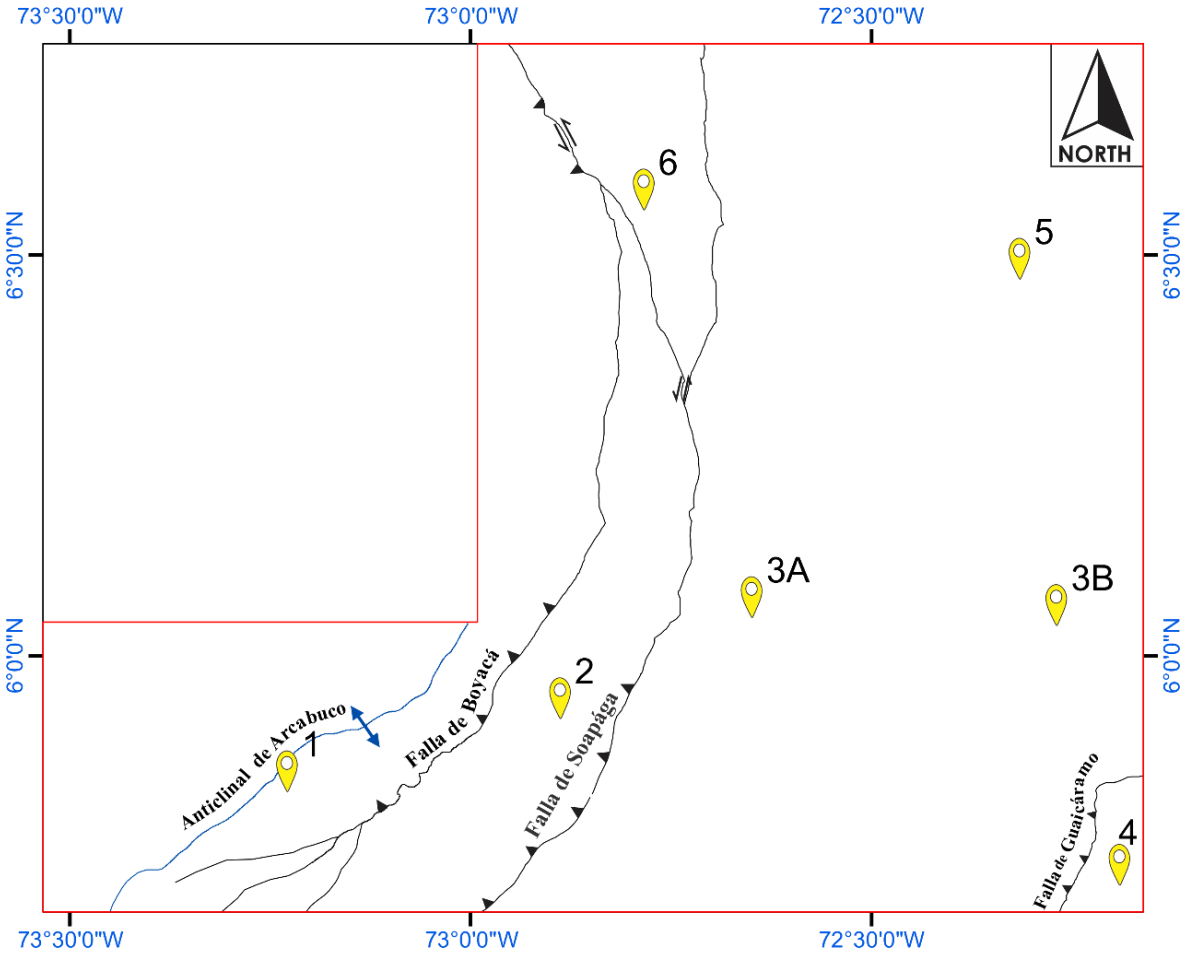
Los seis bloques tectónicos se dividieron de acuerdo con los dominios estructurales de la zona, en la zona sur en sentido W-E se establecen cuatro bloques de la siguiente manera: el bloque tectónico 1 (Arcabuco), corresponde a la parte más occidental de la zona de estudio, entre el anticlinal de Arcabuco y la Falla de Boyacá en la plancha 171 – Duitama, el bloque tectónico 2 (Floresta) se localiza entre la Falla de Boyacá y la Falla de Soápaga en las planchas 171 – Duitama (suroriente) y la plancha 172 – Paz de Río (occidente), el bloque tectónico 3 (Soápaga – Guaicáramo) se ubica entre la Falla de Soápaga y la Falla de Guaicáramo en las planchas 172 – Paz de Río (oriente) y 173 – Támara, y por último, el bloque tectónico 4 (Borde llanero) se encuentra en la parte más oriental del área de estudio entre la Falla de Guaicáramo y la zona del piedemonte oriental, en las planchas 173 – Támara (suroriente) y 174 – Paz de Ariporo (occidente).

La zona norte se divide en 2 bloques, en sentido E-W se tiene el bloque tectónico 5 (El Cocuy) en el área de la sierra nevada de El Cocuy en la plancha 137 – El Cocuy, y el bloque tectónico 6 (Capitanejo – Bucaramanga) cerca de la Falla de Bucaramanga, en el macizo de Santander, abarcando la plancha 136 – Málaga.

Para analizar la subsidencia de cada bloque se elaboran distintos modelos basados en la información recopilada utilizando pseudopozos (**Figura 31**), los modelos A corresponden a los menores espesores reportados de las formaciones en el área (excepto los modelos del bloque 5 y el modelo 6A que corresponden a los espesores promedio de las formaciones), mientras que los modelos B corresponden a los mayores espesores.

Figura 31

Mapa de ubicación de los pseudopozos usados en cada modelo de subsidencia



Nota: Los símbolos de ubicación amarillos representan la localización de los pseudopozos de cada modelo de subsidencia.

6.2.1 Datos de entrada

La información de las formaciones, litologías, tiempo de depositación, espesor, profundidad, elevación, contenido de carbono orgánico total e índice de hidrogeno de cada modelo se resumen en las siguientes tablas y la información detallada está en el **Apéndice B**.

Tabla 4

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 1A

Formación	Tope	Base	Espesor	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Tilatá (Tst)	-2555	-2405	150	5,33	1,8	SAND&SHALE	Sobrecarga	-	-	-
Bogotá (Tb)	-2405	-2285	120	66	56	Sandstone (typical)	Sobrecarga	-	-	-
Guaduas (Ktg)	-2285	-1715	570	68,1	66	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Labor y Tierna (Kg1)	-1715	-1656	59	70,1	68,1	Shale (typical)	Reservorio	-	-	-
Plaeners (Kg2)	-1656	-1606	50	72,1	70,1	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Conejo (Kscn)	-1606	-1452	154	89,8	83,6	Shale (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Grupo Churuvita (Ksch)	-1452	-1202	250	100,5	89,8	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
San Gil (Kmsg)	-1202	83	1285	119	100,5	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Paja (Kimp)	83	976	893	130,6	119	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Ritoque (Kiri)	976	1051	75	131,6	130,6	Siltstone (organic lean)	Subyacente	-	-	-
Rosablanca (Kir)	1051	1199	148	136,2	131,6	Limestone (shaly)	Subyacente	-	-	-
Cumbre (Kic)	1199	1229	30	139,8	136,2	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-
Arcabuco (Jar)	1229	1612	383	152	145	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 5

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 1B

Formación	Tope	Base	Espesor	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Tilatá (Tst)	-2555	-2405	150	5,33	1,8	SAND&SHALE	Sobrecarga	-	-	-
Bogotá (Tb)	-2405	-2285	120	66	56	Sandstone (typical)	Sobrecarga	-	-	-
Guaduas (Ktg)	-2285	-1715	570	68,1	66	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Labor y Tierna (Kg1)	-1715	-1586	129	70,1	68,1	Shale (typical)	Reservorio	-	-	-
Plaeners (Kg2)	-1586	-1494	92	72,1	70,1	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Conejo (Kscn)	-1494	-1228	266	89,8	83,6	Shale (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Grupo Churuvita (Ksch)	-1228	-862	366	100,5	89,8	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
San Gil (Kmsg)	-862	424	1285	119	100,5	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Paja (Kimp)	424	1466	1043	130,6	119	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Ritoque (Kiri)	1466	1564	98	131,6	130,6	Siltstone (organic lean)	Subyacente	-	-	-
Rosablanca (Kir)	1564	1712	148	136,2	131,6	Limestone (shaly)	Subyacente	-	-	-
Cumbre (Kic)	1712	1791	79	139,8	136,2	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-
Arcabuco (Jar)	1791	2324	533	152	139,8	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 6

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 2A

Formación	Tope	Base	Espesor	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Tilatá (Tst)	-2555	-2405	150	5,33	1,8	SAND&SHALE	Sobrecarga	-	-	-
Bogotá (Tb)	-2405	-2285	120	66	56	Sandstone (typical)	Sobrecarga	-	-	-
Guaduas (Ktg)	-2285	-1715	570	68,1	66	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Labor y Tierna (Kg1)	-1715	-1586	129	70,1	68,1	Shale (typical)	Reservorio	-	-	-
Plaeners (Kg2)	-1586	-1494	92	72,1	70,1	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Conejo (Kscn)	-1494	-1228	266	89,8	83,6	Shale (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Grupo Churuvita (Ksch)	-1228	-862	366	100,5	89,8	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
San Gil (Kmsg)	-862	424	1285	119	100,5	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Paja (Kimp)	424	1466	1043	130,6	119	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Ritoque (Kiri)	1466	1564	98	131,6	130,6	Siltstone (organic lean)	Subyacente	-	-	-
Rosablanca (Kir)	1564	1712	148	136,2	131,6	Limestone (shaly)	Subyacente	-	-	-
Cumbre (Kic)	1712	1791	79	139,8	136,2	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-
Arcabuco (Jar)	1791	2324	533	152	139,8	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 7

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 2B

Formación	Tope	Base	Espesor	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Tilatá (Tst)	-2555	-2405	150	5,33	1,8	SAND&SHALE	Sobrecarga	-	-	-
Bogotá (Tb)	-2405	-2285	120	66	56	Sandstone (typical)	Sobrecarga	-	-	-
Guaduas (Ktg)	-2285	-1715	570	68,1	66	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Labor y Tierna (Kg1)	-1715	-1586	129	70,1	68,1	Shale (typical)	Reservorio	-	-	-
Plaeners (Kg2)	-1586	-1494	92	72,1	70,1	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Conejo (Kscn)	-1494	-1228	266	89,8	83,6	Shale (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Grupo Churuvita (Ksch)	-1228	-862	366	100,5	89,8	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
San Gil (Kmsg)	-862	424	1285	119	100,5	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Paja (Kimp)	424	1466	1043	130,6	119	Shale (black)	Subyacente	-	-	-
Ritoque (Kiri)	1466	1564	98	131,6	130,6	Siltstone (organic lean)	Subyacente	-	-	-
Rosablanca (Kir)	1564	1712	148	136,2	131,6	Limestone (shaly)	Subyacente	-	-	-
Cumbre (Kic)	1712	1791	79	139,8	136,2	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-
Arcabuco (Jar)	1791	2324	533	152	139,8	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 8

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 3A

Formación	Tope	Base	Espesor	Espesor erodado	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Inicio de la erosión	Fin de la erosión	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Concentración (Pgc)	-3051	-1683	1368	600	48,6	23,03	23	0	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Picacho (Pgp)	-1683	-1544	139	-	56	48,6	-	-	Sandstone (typical)	Reservorio	-	-	-
Arcillas de Socha (Pgas)	-1544	-1372	172	-	61	56	-	-	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Areniscas de Socha (Pgars)	-1372	-1216	156	-	66	61	-	-	Sandstone (typical)	Reservorio	-	-	-
Guaduas (KPgg)	-1216	-824	392	-	67,5	66	-	-	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Arenisca Tierna (Ksgt)	-824	-791	33	-	69	67,5	-	-	Sandstone (typical)	Reservorio	-	-	-
Labor y Los Pinos (Ksgpi)	-791	-696	95	-	70,5	69	-	-	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Plaeners (Ksgp)	-696	-617	79	-	72,1	70,5	-	-	Siltstone (organic lean)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Chipaque (Ksc)	-617	-391	226	-	97	83,6	-	-	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Une (Kiu)	-391	599	990	-	113	97	-	-	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Fómeque (Kif)	599	899	300	-	129,4	113	-	-	Shale (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Arenisca Las Juntas (Kiaj)	899	1709	810	-	132,6	129,4	-	-	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-
Lutitas de Macanal (Kilm)	1709	3114	1405	-	145	132,6	-	-	Shale (typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 9

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 3B

Formación	Tope	Base	Espesor	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Concentración (Pgc)	-3051	-1497	1554	48,6	23,03	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Picacho (Pgp)	-1497	-1312	186	56	48,6	Sandstone (typical)	Reservorio	-	-	-
Arcillas de Socha (Pgas)	-1312	-966	345	61	56	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Areniscas de Socha (Pgars)	-966	-810	156	66	61	Sandstone (typical)	Reservorio	-	-	-
Guaduas (KPgg)	-810	-416	394	67,5	66	Shale (typical)	Sello	-	-	-
Arenisca Tierna (Ksgt)	-416	-277	139	69	67,5	Sandstone (typical)	Reservorio	-	-	-
Labor y Los Pinos (Ksgpi)	-277	18	295	70,5	69	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Plaeners (Ksgp)	18	318	300	72,1	70,5	Siltstone (organic lean)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Chipaque (Ksc)	318	1046	728	97	83,6	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Une (Kiu)	1046	2246	1200	113	97	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Fómeque (Kif)	2246	3146	900	129,4	113	Shale (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Arenisca Las Juntas (Kiaj)	3146	4056	910	132,6	129,4	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-
Lutitas de Macanal (Kilm)	4056	6956	2900	145	132,6	Shale (typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 10

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 4A

Formación	Tope	Base	Espesor	Espesor erodado	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Inicio de la erosión	Fin de la erosión	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Caja (N1c)	-701	-401	300	500	13,82	5,33	5,33	0	Siltstone (organic lean)	Sobrecarga	-	-	-
Diablo (N1d)	-401	-155	246	-	23,03	13,82	-	-	Sandstone (clay rich)	Sobrecarga	-	-	-
San Fernando (E2E3sf)	-155	825	980	-	41,2	27,82	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Sello	-	-	-
Areniscas del Limbo (E2arl)	825	985	160	-	56	41,2	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Arcillas del Limbo (E1al)	985	1165	180	-	61,6	56	-	-	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Grupo Palmichal (K2E1p)	1165	1515	350	-	83,6	61,6	-	-	Sandstone (clay rich)	Sobrecarga	-	-	-
Chipaque (K2ch)	1515	2015	500	-	97	83,6	-	-	Sandstone (quartzite, very quartz rich)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500

Tabla 11

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 4B

Formación	Tope	Base	Espesor	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Caja (N1c)	-701	969	1670	13,82	5,33	Siltstone (organic lean)	Sobrecarga	-	-	-
Diablo (N1d)	969	1619	650	23,03	13,82	Sandstone (clay rich)	Sobrecarga	-	-	-
San Fernando (E2E3sf)	1619	2619	1000	41,2	27,82	Sandstone (quartzite, typical)	Sello	-	-	-
Areniscas del Limbo (E2arl)	2619	2819	200	56	41,2	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Arcillas del Limbo (E1al)	2819	2999	180	61,6	56	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Grupo Palmichal (K2E1p)	2999	3499	500	83,6	61,6	Sandstone (clay rich)	Sobrecarga	-	-	-
Chipaque (K2ch)	3499	4019	520	97	83,6	Sandstone (quartzite, very quartz rich)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500

Tabla 12

Datos de entrada para los modelos de subsidencia 5A y 5B

Formación	Tope	Base	Espesor	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Carbonera (Tec)	-3990	-3675	315	48.60	23.03	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Mirador (Tem)	-3675	-3391	284	56.00	48.60	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Los Cuervos (Tplc)	-3391	-2897	494	61.00	56.00	SILT&SAND	Sello	-	-	-
Barco (Tpb)	-2897	-2603	294	66.00	61.00	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Colón-Mito Juan (Kscm)	-2603	-1961	642	72.10	66.00	SILT&SAND	Sello	-	-	-
la Luna (Kzl)	-1961	-1726	235	89.80	72.10	Limestone (Chalk, typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Capacho (Ksc)	-1726	-1177	549	97.00	89.80	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Aguardiente (Kia)	-1177	73	1250	108.00	97.00	SAND&SILT	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Tibú-Mercedes (Kitm)	73	203	130	129.40	108.00	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Río Negro (Kirn)	203	2453	2250	139.80	129.40	Sandstone (quartzite, typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 13

Datos de entrada para los modelos de subsidencia 5C y 5D

Formación	Tope	Base	Espesor	Espesor erodado	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Inicio de la erosión	Fin de la erosión	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Carbonera (Tec)	-3990	-3675	315	5500	48.60	23.03	23.03	0	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Mirador (Tem)	-3675	-3391	284	-	56	48.60	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Los Cuervos (Tplc)	-3391	-2897	494	-	61	56	-	-	SILT&SAND	Sello	-	-	-
Barco (Tpb)	-2897	-2603	294	-	66	61	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Colón-Mito Juan (Kscm)	-2603	-1961	642	-	72.10	66	-	-	SILT&SAND	Sello	-	-	-
la Luna (Kzl)	-1961	-1726	235	-	89.80	72.10	-	-	Limestone (Chalk, typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Capacho (Ksc)	-1726	-1177	549	-	97	89.80	-	-	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Aguardiente (Kia)	-1177	73	1250	-	108	97	-	-	SAND&SILT	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Tibú-Mercedes (Kitm)	73	203	130	-	129.40	108	-	-	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Río Negro (Kirn)	203	2453	2250	-	139.80	129.40	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 14

Datos de entrada para el modelo de subsidencia 5E

Formación	Tope	Base	Espesor	Espesor erodado	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Inicio de la erosión	Fin de la erosión	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Carbonera (Tec)	-3990	-3675	315	4380	48.60	23.03	23.03	0	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Mirador (Tem)	-3675	-3391	284	-	56	48.60	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Los Cuervos (Tplc)	-3391	-2897	494	-	61	56	-	-	SILT&SAND	Sello	-	-	-
Barco (Tpb)	-2897	-2603	294	-	66	61	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Colón-Mito Juan (Kscm)	-2603	-1961	642	-	72.10	66	-	-	SILT&SAND	Sello	-	-	-
la Luna (Kzl)	-1961	-1726	235	-	89.80	72.10	-	-	Limestone (Chalk, typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Capacho (Ksc)	-1726	-1177	549	-	97	89.80	-	-	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Aguardiente (Kia)	-1177	73	1250	-	108	97	-	-	SAND&SILT	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Tibú-Mercedes (Kitm)	73	203	130	-	129.40	108	-	-	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Río Negro (Kirn)	203	2453	2250	-	139.80	129.40	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Subyacente	-	-	-

Tabla 15

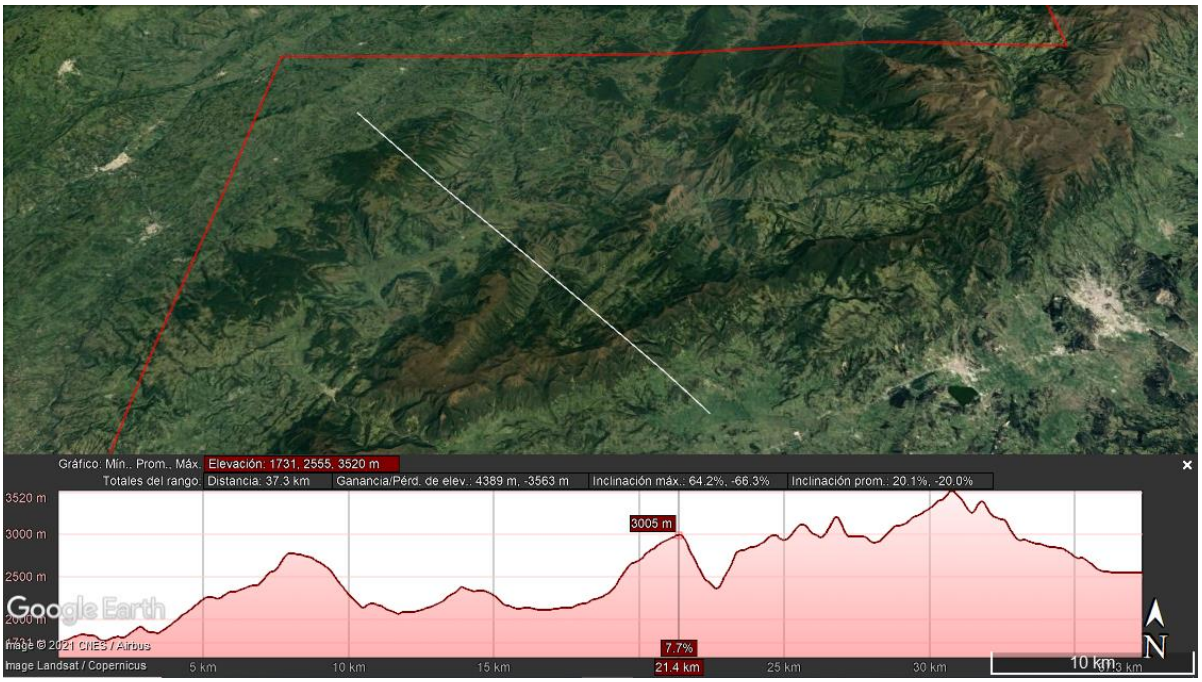
Datos de entrada para el modelo de subsidencia 6A

Formación	Tope	Base	Espesor	Espesor erodado	Inicio de la depósitación	Fin de la depósitación	Inicio de la erosión	Fin de la erosión	Litología	PSE	TOC (%)	Cinética	HI (mgHC/gTOC)
Carbonera (Tec)	-1801	-1486	315	1400	48,6	23,03	23	0	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Mirador (Tem)	-1486	-1311	175	-	56	48,6	-	-	Sandstone (typical)	Reservorio	-	-	-
Los Cuervos (Tplc)	-1311	-1236	75	-	61	56	-	-	Siltstone (organic lean)	Sello	-	-	-
Barco (Tpb)	-1236	-1021	215	-	66	61	-	-	Sandstone (quartzite, typical)	Reservorio	-	-	-
Fm Colón-Mito Juan (Kscr	-1021	-321	700	-	70,5	66	-	-	SAND&SILT	Sello	-	-	-
la Luna (Kzl)	-321	-21	300	-	77,8	70,5	-	-	Limestone (Chalk, typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Capacho (Ksc)	-21	292	313	-	97	83,6	-	-	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Aguardiente (Kia)	292	467	175	-	105	97	-	-	Sandstone (typical)	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Fm Tibú-Mercedes (Kitm)	467	893	426	-	125	105	-	-	SILT&LIME	Fuente	2	Tegelaar(1994)_TII(Venezuela)	500
Río Negro (Kirn)	893	1043	150	-	139,8	129,4	-	-	Sandstone (typical)	Subyacente	-	-	-

Por otra parte, para conocer la elevación actual de cada bloque, se realizan perfiles de elevación en Google Earth, obteniendo para el bloque 1 (Arcabuco) una altura promedio de 2.555 m (**Figura 32**), para el bloque 2 (Floresta) una elevación promedio de 2.916 m (**Figura 33**), para el bloque 3 (Soápaga – Guaicáramo) de 3.051 m (**Figura 34**), para el bloque 4 (Borde llanero) de 701 m (**Figura 35**), para el bloque 5 (El Cocuy) de 3.990 m (**Figura 36**) y para el bloque 6 (Capitanejo - Bucaramanga) la altura promedio es de 1.801 m (**Figura 37**).

Figura 32

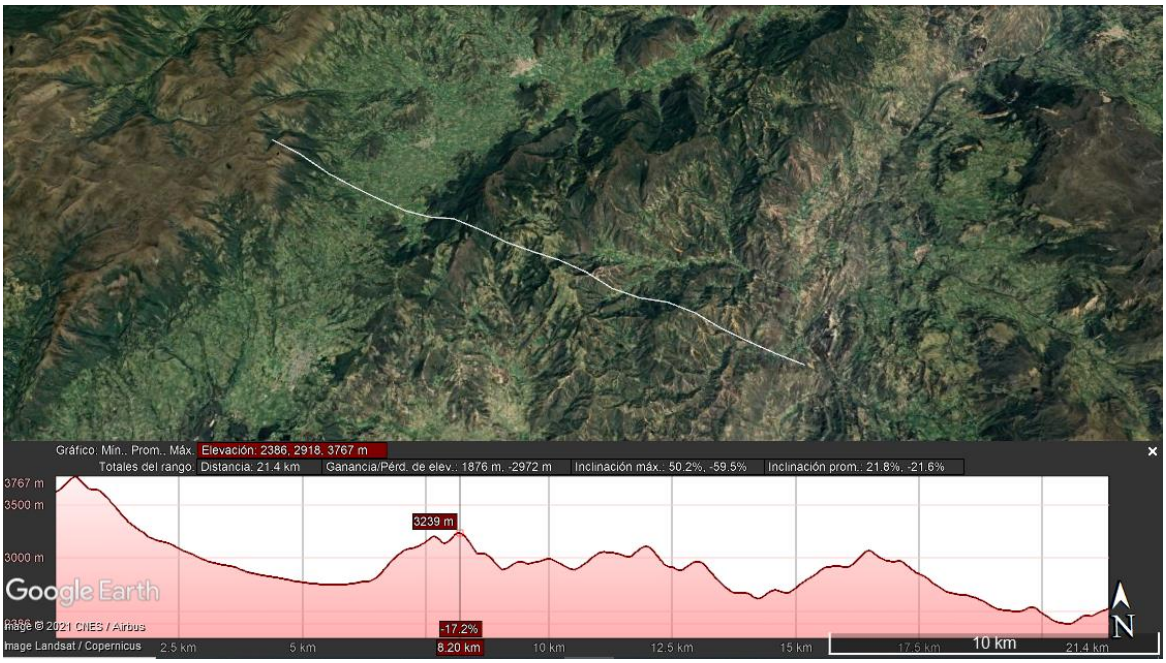
Perfil de elevación del Bloque 1 (Arcabuco)



Nota: La línea blanca indica el perfil de elevación (Plancha 171 - Duitama). Tomada de Google Earth Pro.

Figura 33

Perfil de elevación del Bloque 2 (Floresta)



Nota: La línea blanca indica el perfil de elevación (Plancha 172 – Paz de Río). Tomado de Google Earth Pro.

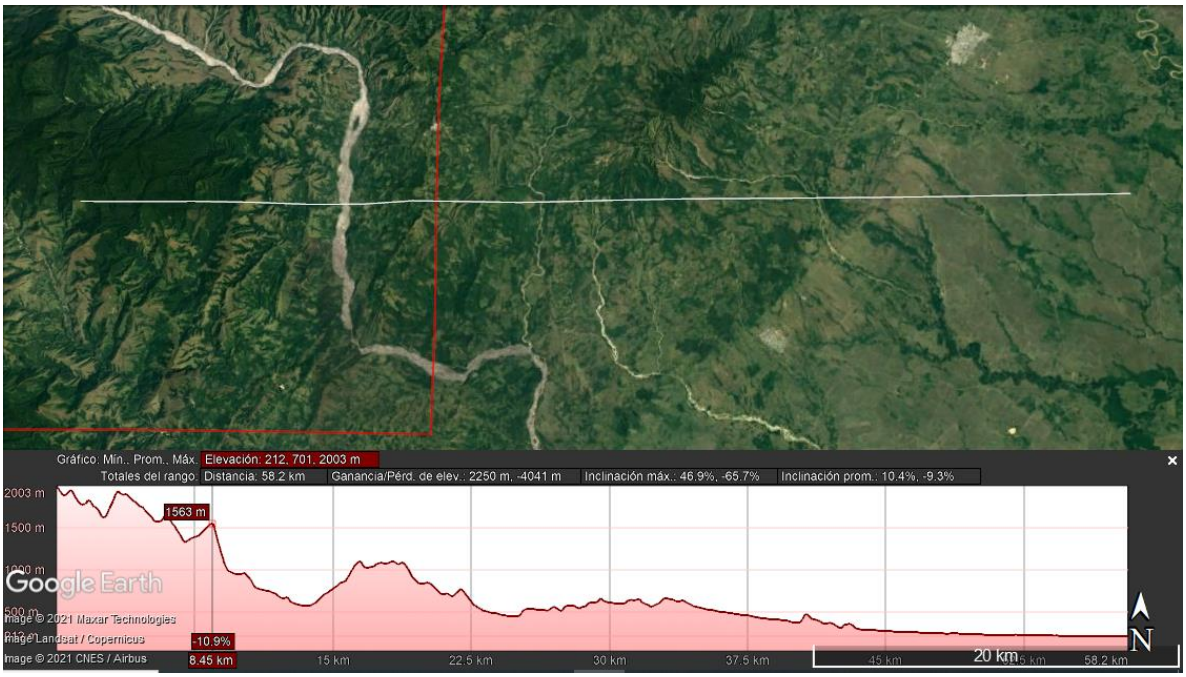
Figura 34

Perfil de elevación del Bloque 3 (Soápaga – Guaicáramo)

Nota: La línea blanca indica el perfil de elevación (Plancha 172 y Plancha 173). Tomado de Google Earth Pro.

Figura 35

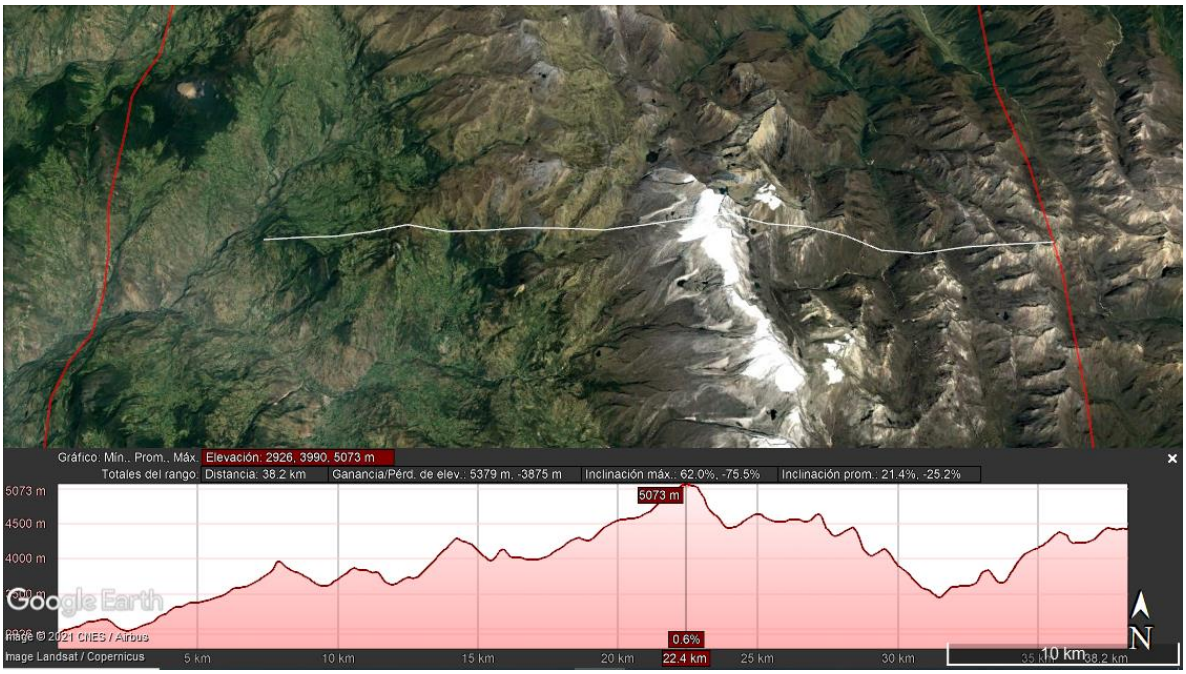
Perfil de elevación del Bloque 4 (Borde Llanero)



Nota: La línea blanca indica el perfil de elevación (Plancha 173 y Plancha 174). Tomado de Google Earth Pro.

Figura 36

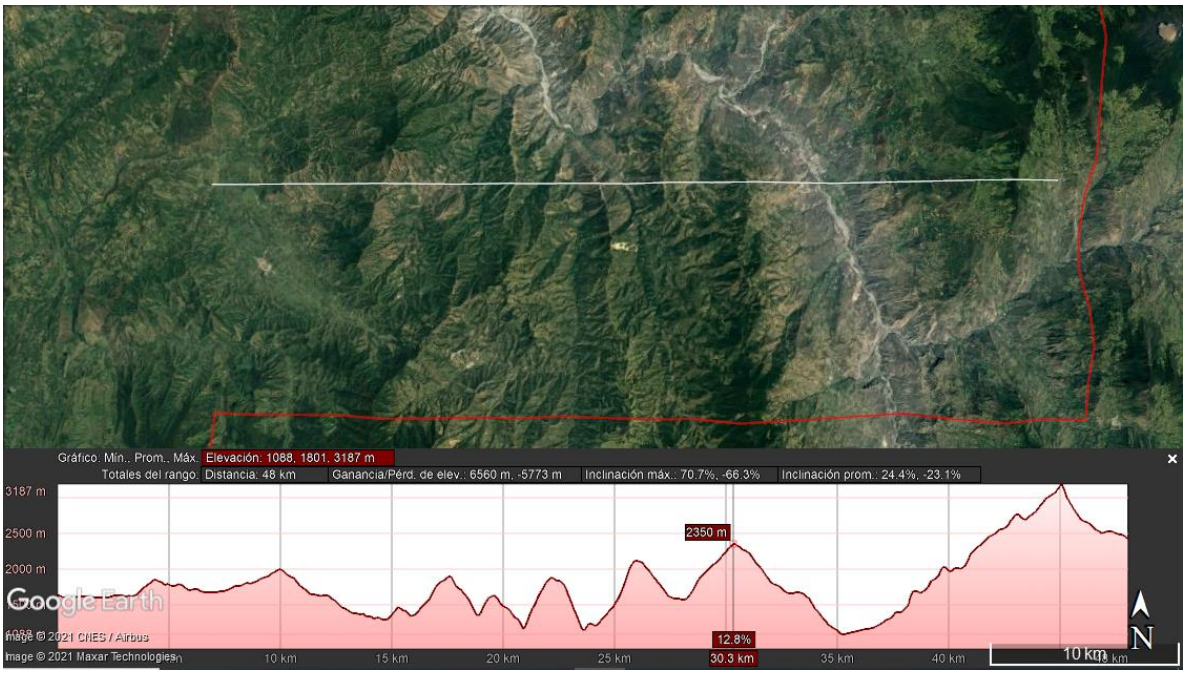
Perfil de elevación del Bloque 5 (El Cocuy)



Nota: La línea blanca indica el perfil de elevación (Plancha 137 – El Cocuy) Tomado de Google Earth Pro.

Figura 37

Perfil de elevación del Bloque 6 (Capitanejo - Bucaramanga)



Nota: La línea blanca indica el perfil de elevación (Plancha 136 – Málaga). Tomado de Google Earth Pro.

6.2.2 Condiciones límite

6.2.2.1 Paleobatimetría. La paleobatimetría es la paleo-profundidad del agua en el momento de la depositación que determina la posición del fondo marino relativo a un datum (ej. nivel del mar actual) (Immenhauser, 2009). Para elaborar los modelos de subsidencia es necesario conocer el ambiente y profundidad o altura de depositación de las formaciones.

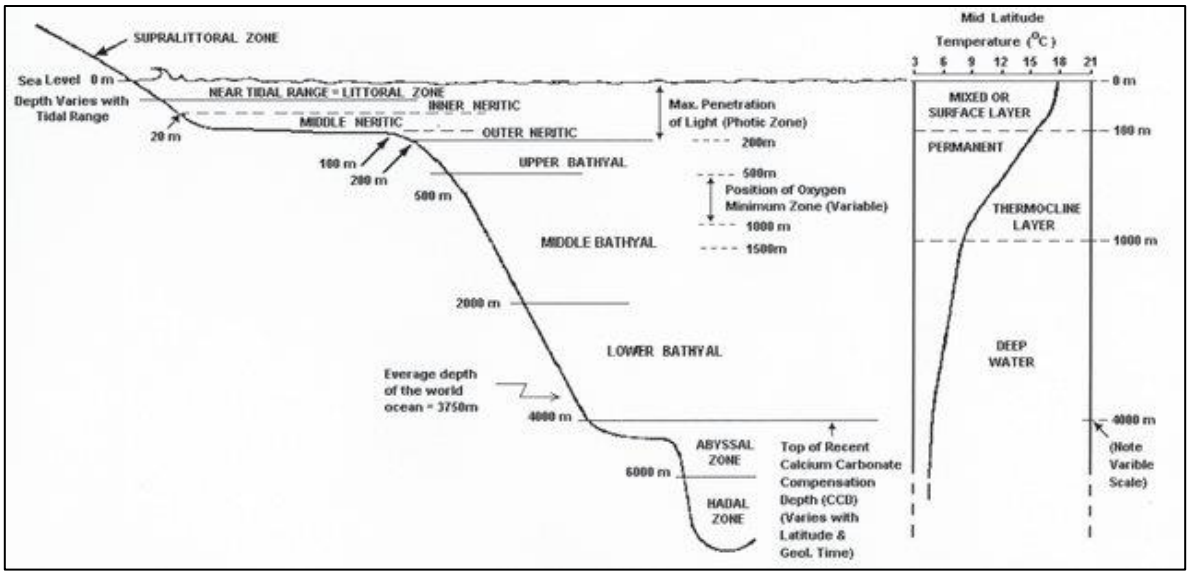
Los ambientes de depositación de las litologías presentes en cada bloque se extraen de la información de las planchas geológicas 136, 137, 171, 172, 173 y 174 del SGC, de los mapas de reconstrucciones paleoambiéntales de Sarmiento-Rojas, (2001), y de los mapas de distribución de facies de Colombia de Cáceres *et al.*, (1997); estos mapas contienen información de la evolución de los ambientes de cada formación geológica desde el Proterozoico hasta el Plioceno-Pleistoceno.

Para la paleobatimetría se establece una altura o profundidad para los ambientes de las formaciones en cada periodo de tiempo en base a los diagramas de Tipsword *et al*., (1966), para la profundidad de ambientes marinos (**Figura 38**), y al diagrama de Okosun & Osterloff, (2013), para la profundidad de ambientes marinos y transicionales (**Figura 39**).

Para definir la profundidad de los ambientes transicionales como lagunar marino, pantanos costeros, zonas intermareales, llanuras costeras, zonas de humedales y litorales, Gardner & Finlayson, (2018), indican que las extensiones de marismas, pantanos y turberas, o superficies cubiertas de aguas dulces, salobres o saladas, incluidas las extensiones de agua marina tienen una profundidad en marea baja que no excede los 6 m, y según el diagrama de Okosun & Osterloff, (2013), el ambiente litoral tiene una profundidad entre 0 y menos de 7 metros, por lo que la profundidad para los ambientes transicionales se establece entre 0–6 m.

Figura 38

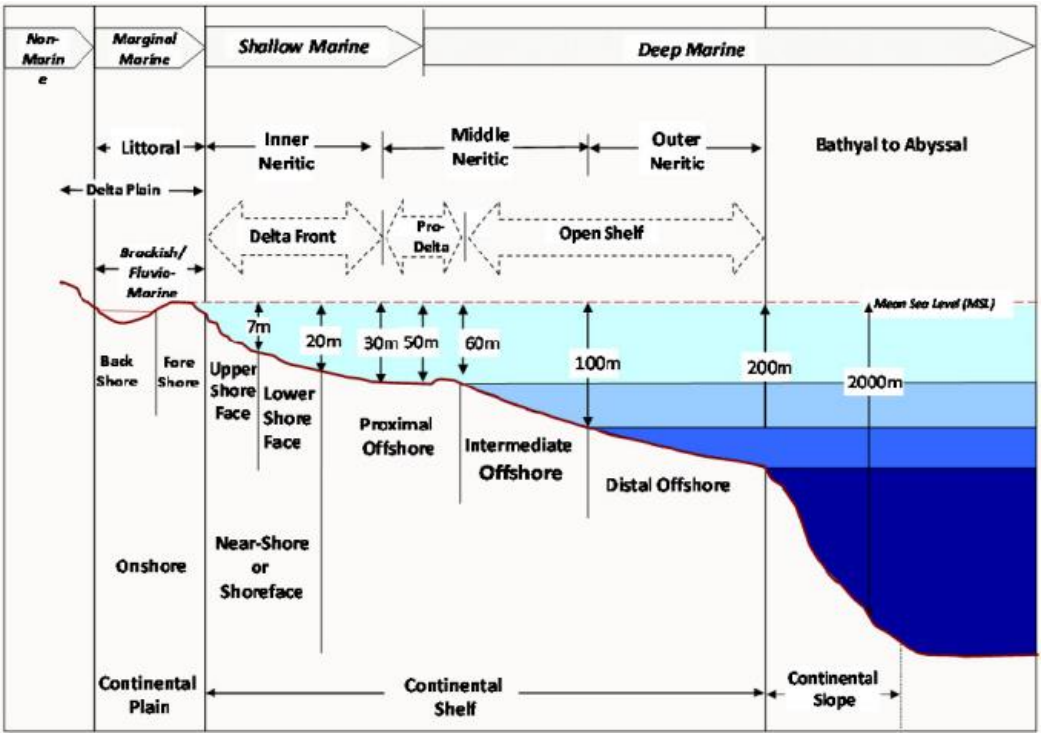
Clasificación de ambientes marinos bentónicos



Nota: Tomado de *Tipsword et al.,* (1966).

Figura 39

Ambientes deposicionales y rangos batimétricos para interpretaciones paleoambiéntales



Nota: Tomado de Okosun & Osterloff, (2013).

Para definir la altura de los ambientes transicionales y continentales se realizan perfiles de elevación topográfica en Google Earth de los ambientes actuales de Colombia, pudiendo extrapolarlos a periodos de tiempo pasado. La altura de los ambientes transicionales (deltas) se establece a partir de los perfiles de elevación del delta del río Sinú en Córdoba y el delta del río Baudó en el Chocó, con una altura de 6 y 8 metros respectivamente, como referencia para el ambiente deltaico costero.

La altura de los ambientes continentales (fluviales, llanura de inundación y abanicos de piedemonte), se establecen a partir de los perfiles de elevación del río Magdalena en diferentes partes de su trayecto como referencia para el ambiente fluvial continental con una altura de 123 m entre Boyacá y Antioquia, y 208 m entre Cundinamarca y Tolima.

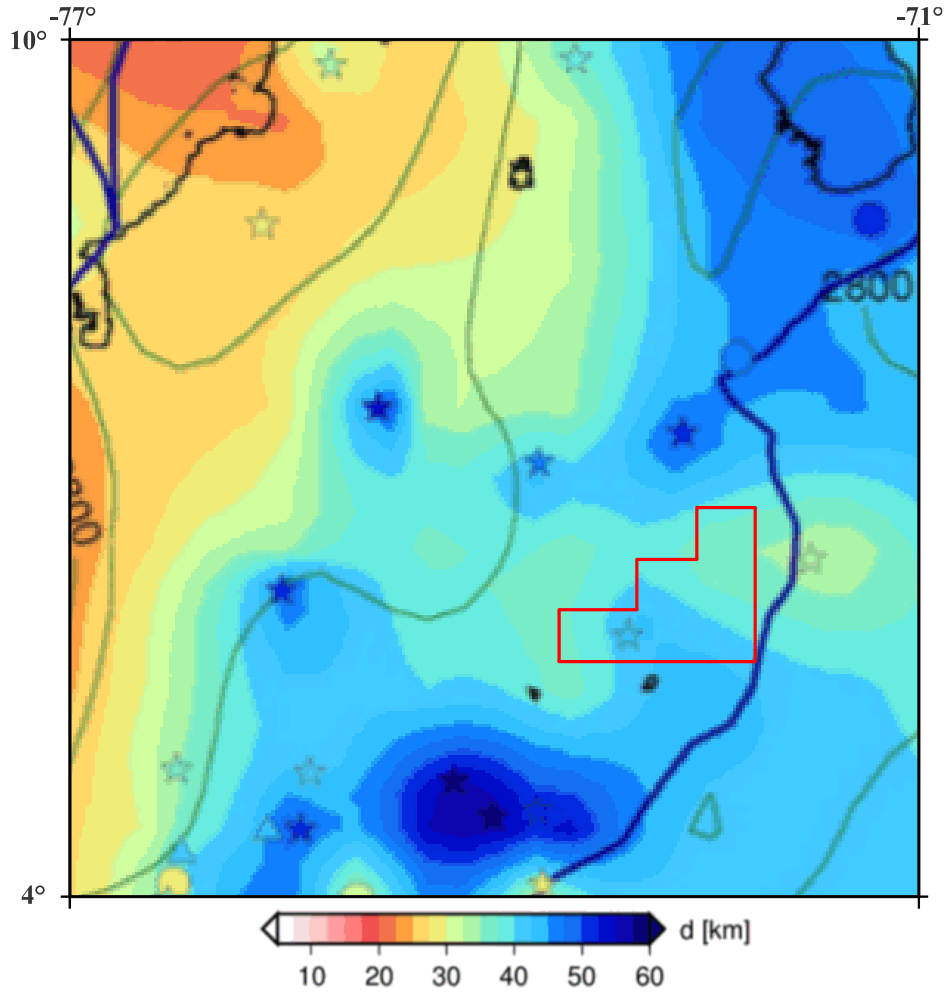
La Ciénega del Pijino en Mompós, Bolívar con una altura de 10 - 15 m y la Ciénega de Morrocoy entre Bolívar y Cesar con una altura de 30 - 35 m, se utilizan como referentes para el ambiente de llanura de inundación; el Piedemonte Llanero con alturas entre 597 y 602 m se utiliza como referente para el ambiente de abanicos de piedemonte y, por último, en los mapas de facies el ambiente lacustre ha sido interpretado en alturas moderadas a bajas entre 20 y 100 m.

La paleobatimetría obtenida en el área de Arcabuco, Floresta, Soápaga – Guaicáramo y El Cocuy, junto con los perfiles de elevación, se muestran en el **Apéndice C** a través de unas cartas paleobatimétricas que contribuyen al entendimiento de los ambientes de depósito al compararlas con las líneas eustáticas del nivel del mar de EXXON, (1988), y Hallam & Cohen, (1989).

6.2.2.1 Espesor de la corteza. Otro aspecto importante en la elaboración de modelos de subsidencia 1D es conocer el espesor de la corteza; el acortamiento cortical en la CO debido a la deformación por compresión ocasiona que el espesor de la corteza actual sea mayor, distintos autores han estimado un acortamiento que varía en un rango de 22 a 33% (Cortés *et al*., 2006; Mora *et al*., 2008; Mora *et al*., 2015a, b; Parra *et al*., 2009; Ramírez-Arias *et al*., 2012; Silva *et al*., 2013; Teixell *et al*., 2015; Tesón *et al*., 2013), dichos valores sugieren que el engrosamiento de la corteza durante la deformación es del orden de ∼10 km (Siravo *et al*., 2018), y de acuerdo con el mapa de espesores de la corteza de Yarce *et al*., (2014), los espesores de la corteza en la zona de estudio se encuentran en un rango de 35 - 45 km (**Figura 40)**.

Figura 40

Mapa de espesor de la corteza

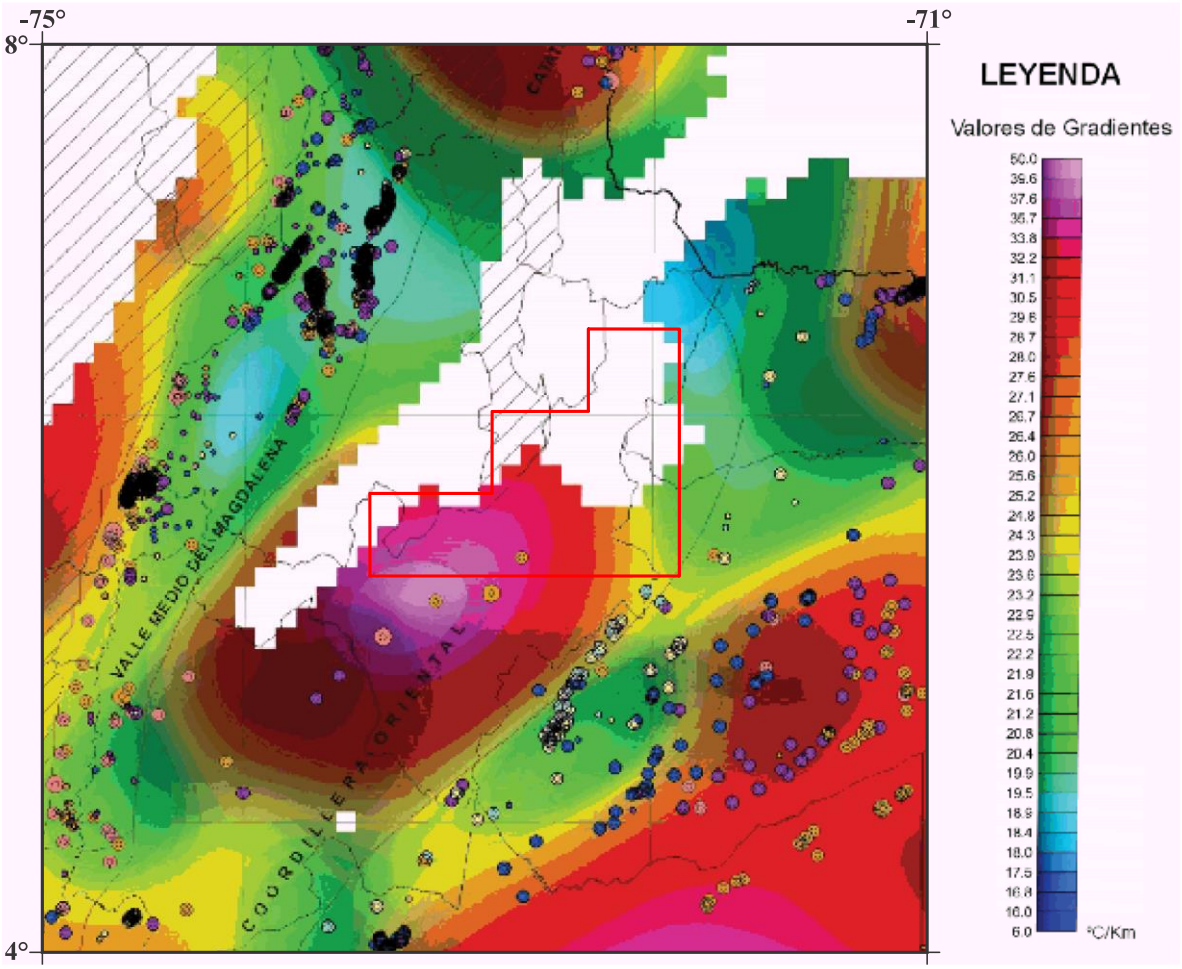


Nota: El polígono rojo representa el área de estudio. Tomado de: Yarce *et al*., (2014).

6.2.2.1 Gradiente geotérmico. Para la calibración de los modelos de subsidencia también se tiene en cuenta el gradiente geotérmico actual de Colombia para cada bloque, tomados del mapa de gradientes (**Figura 41**) de Alfaro *et al*., (2009), para el bloque 1 el valor del gradiente corresponde a 35,7 °C/Km, para el bloque 2 a 32,2 °C/Km, para el bloque 3 a 26 °C/Km, para el bloque 4 a 22,2 °C/Km, para el bloque 5 a 24,3 °C/Km y para el bloque 6 a 30,5 °C/Km, los cuales se resumen en la **Tabla 16**.

Figura 41

Mapa de gradientes geotérmicos de Colombia



Nota: Los espacios en blanco corresponden a cuencas sedimentarias, las zonas a rayas negras son áreas no prospectivas, y los círculos de colores son los rangos de profundidad de mediciones de gradientes utilizadas para la elaboración del mapa. Tomado de Alfaro *et al*., (2009).

Tabla 16

Gradiente geotermal para cada modelo

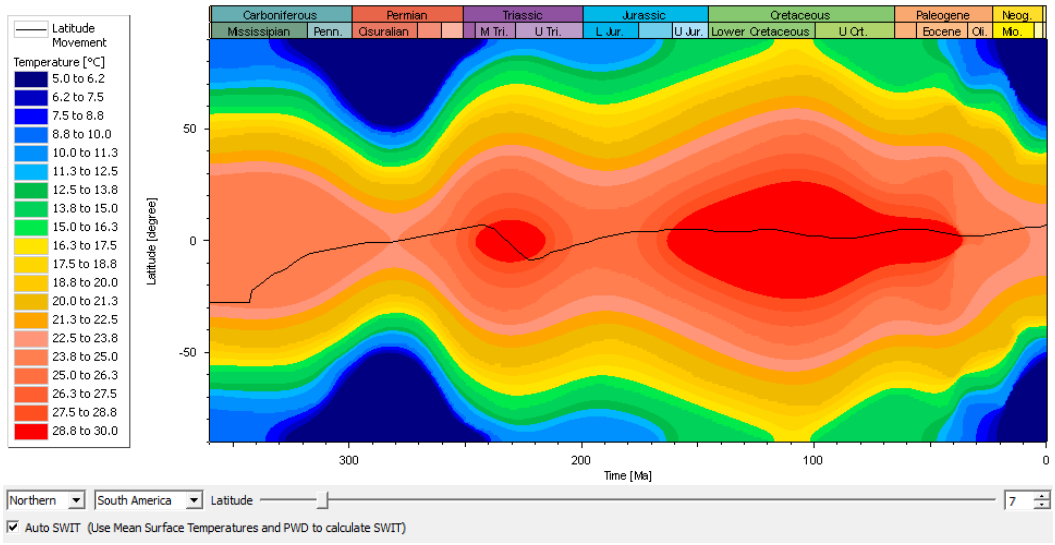
Bloque	Arcabuco	Floresta	Soápaga-Guaicáramo	Borde llanero	El Cocuy	Capitanejo - Bga
Gradiente °C/Km	35,7	32,2	26	22,2	24,3	30,5

Nota: Tomado de Alfaro *et al*., (2009).

6.2.2.1 Temperatura de la interfaz sedimento-agua. Para determinar las condiciones iniciales de la historia de subsidencia y la evolución geotérmica de la cuenca, en especial la evolución termal de la materia orgánica se necesita definir otra condición límite denominada temperatura de la interfaz sedimento-agua (SWIT), la cual se obtiene a partir de un promedio de temperaturas de superficie y la paleo-profundidad del agua (obtenida de las cartas paleobatimétricas) (Wang *et al*., 2016). La temperatura de superficie utilizada corresponde a la de América del Sur a una latitud de 7° (**Figura 42**).

Figura 42

Temperatura de superficie de América del Sur



6.2.3 Calibración

En relación a los datos de reflectancia de la vitrinita, estos se tomaron de la recopilación realizada por la ANH que engloba diferentes estudios, los datos de R_o se encuentran distribuidos en la Cordillera Oriental (dentro del área de estudio y sus alrededores (**Figura 43**)) y fueron medidos en distintas formaciones geológicas como se muestra en las siguientes tablas, cuyos valores se ubican dentro de cada modelo de subsidencia a una profundidad equivalente a la mitad del espesor de la formación correspondiente.

Figura 43

Mapa de datos de reflectancia de la vitrinita

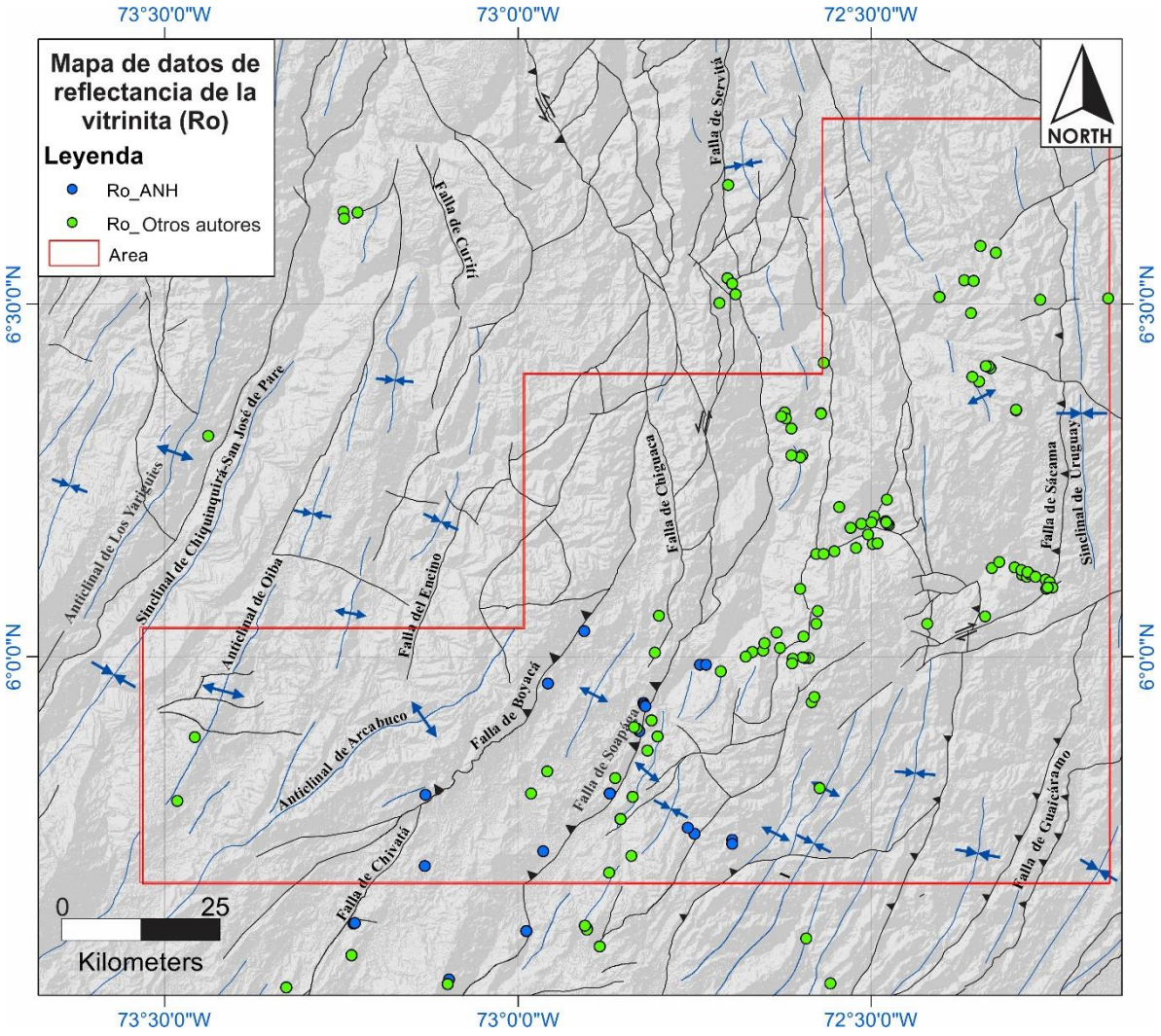


Tabla 17

Reflectancia de la vitrinita del Bloque 1

Formación	$\%R_o$	Profundidad A (m)	Profundidad B (m)
Conejo	0,47	-1.529	-1.228
Arcabuco	2,17	1.420	2.618

Nota: La profundidad A es la utilizada en el modelo con los espesores menores de las formaciones, mientras que la profundidad B en el modelo con los mayores espesores.

Tabla 18

Reflectancia de la vitrinita del Bloque 2

Formación	$\%R_o$	Profundidad A (m)	Profundidad B (m)
Concentración	0,39	-2.232	-2.139
Picacho	0,42	-1.478	-1.269
Guaduas	0,45	-885	-479
Guadalupe	0,64	-624	-66
La Luna	0,59	-522	301
Chipaque	1,26	-369	815
Une	1,16	-142	1.337
Tibasosa	1,80	230	1.754

Nota: La profundidad A indica los espesores menores, mientras que la profundidad B los mayores.

Tabla 19

Reflectancia de la vitrinita del Bloque 3

Formación	$\%R_o$	Profundidad A (m)	Profundidad B (m)
Picacho	0,65	-1.614	-1.404
Arcillas de Socha	0,69	-1.458	-1.140
Areniscas de Socha	0,63	-1.294	-888
Guaduas	0,74	-1.020	-613
Guadalupe	0,67	-760	-199
La Luna	0,66	-656	168
Chipaque	0,88	-504	682
Formación	**$\%R_o$**	**Profundidad A (m)**	**Profundidad B (m)**
Chipaque	0,82	-504	682
Une	1,16	104	1646

Nota: Los primeros 7 datos corresponden al pseudopozo occidental del bloque 3 y los últimos 2 al pseudopozo oriental, las profundidades A indican los espesores menores, mientras que las profundidades B los mayores.

Tabla 20

Reflectancia de la vitrinita del Bloque 4

Formación	$\%R_o$	Profundidad A (m)	Profundidad B (m)
San Fernando	0,66	335	2.119
Areniscas del Limbo	0,55	905	2.719
Arcillas del Limbo	1,10	1.075	2.909
Palmichal	0,46	1.340	3.249
Chipaque	0,52	1.765	3.759

Nota: La profundidad A indica los espesores menores, mientras que la profundidad B los mayores.

Tabla 21

Reflectancia de la vitrinita del Bloque 5

Formación	$\%R_o$	Profundidad (m)
Carbonera	1,61	-3.832
Los Cuervos	1,97	-3.144
Colón Mito-Juan	2,60	-2.282
La Luna	2,88	-1.844
Chipaque	3,27	-1.452
Une	2,89	-552
Fomeque	4,55	138
Río Negro	4,16	1328

Nota: La profundidad utilizada en el modelo corresponde a los espesores promedio de las formaciones.

Tabla 22

Reflectancia de la vitrinita del Bloque 6

Formación	$\%R_o$	Profundidad (m)
Barco	0,68	-1.128
Gr. Guadalupe	0,69	-696
Capacho	1,17	136
Aguardiente	2,17	380
Tibú - Mercedes	3,35	680

Nota: La profundidad utilizada en el modelo corresponde a los espesores promedio de las formaciones.

6.2.4 Exhumación y erosión

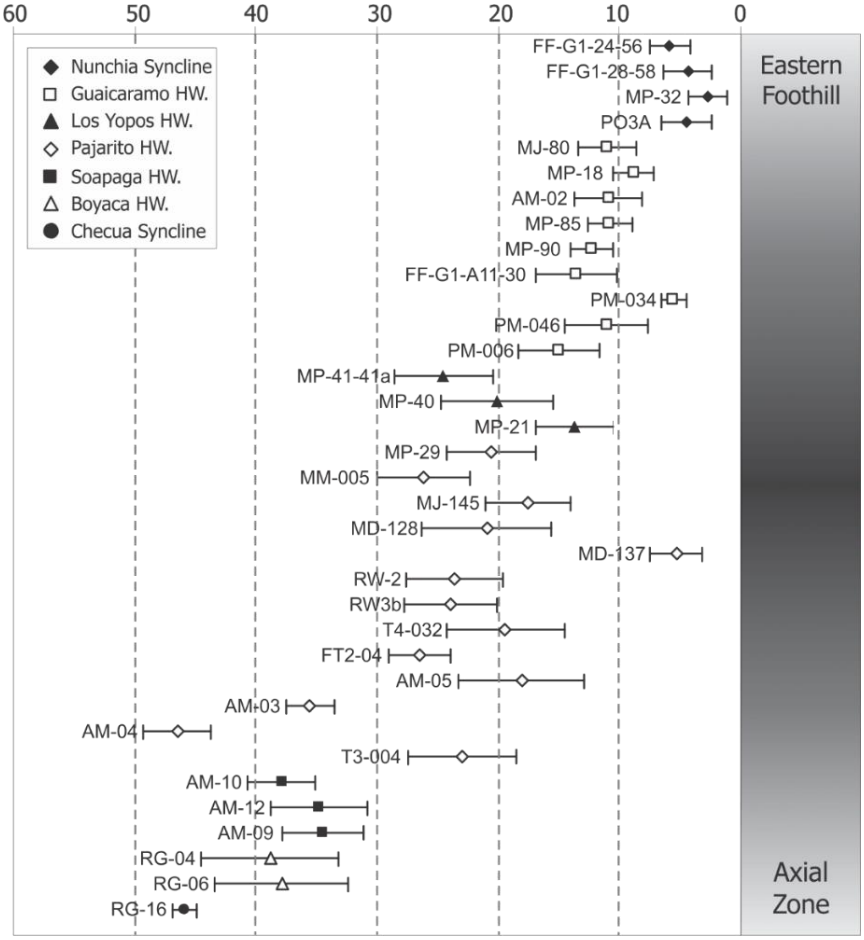
Como se mencionó en la sección 5.2.2.1, los datos de termocronología sugieren que la deformación en la CO inicia en el Eoceno Medio a Tardío en su eje central (macizos de Santander-Floresta, anticlinal de Arcabuco), y migra hacia sus flancos durante el Oligoceno.

De acuerdo con Ramírez-Arias *et al.*, (2012), las edades de enfriamiento se interpretan como originadas por exhumaciones erosivas inducidas por fallas y plegamientos, y en la CO la exhumación se debe principalmente a las Fallas de Boyacá y Soápaga. En el bloque colgante de la Falla de Boyacá (anticlinal de Arcabuco) se presenta una edad promedio para el inicio de la exhumación de 38,3 ± 7,8 Ma (Eoceno Tardío) (**Figura 44**).

Además, se tiene una edad de enfriamiento promedio en el bloque colgante de la Falla de Soápaga (Macizo de Floresta) de 36,1 ± 3,7 Ma (Eoceno Tardío) y hacia el este de esta falla de 26,4 ± 2,5 Ma. Hacia el flanco oriental de la CO en el bloque colgante de la Falla de Guaicáramo, la exhumación data de 8,9 ± 2,5 Ma (Mioceno Tardío), hacia el oeste de esta falla en el bloque colgante de la Falla de Los Yopos data de 18 ± 14 Ma (Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano); mientras que hacia el este en el sinclinal de Nunchia data de 4,2 ± 1,8 Ma (Mioceno Tardío - Plioceno Temprano) (Ramírez-Arias *et al*., 2012).

Figura 44

Resumen de edades para el inicio del enfriamiento en el margen oriental de la CO



Nota: Los puntos y las barras de error representan la desviación estándar y media, respectivamente, de la edad máxima de enterramiento obtenida en el modelamiento. Tomado de Ramírez-Arias *et al.*, (2012).

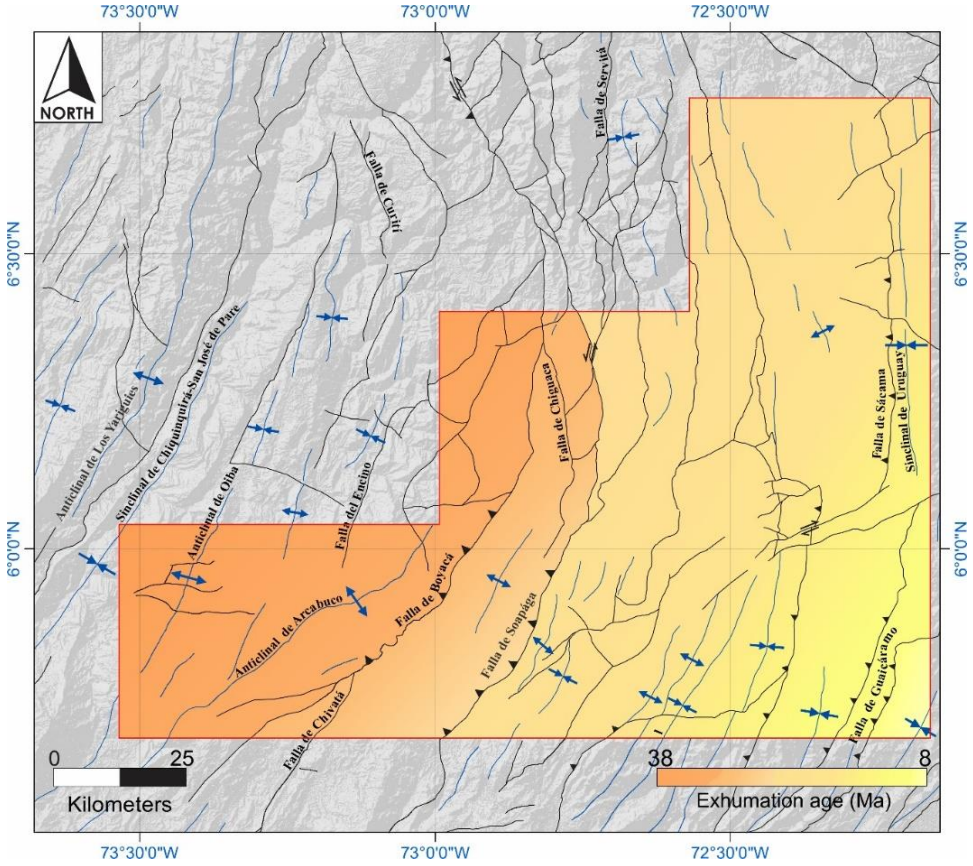
Datos de termocronología sugieren el inicio del enfriamiento entre 30-40 Ma en el Macizo de Floresta y un inicio de la exhumación del Macizo de Quetame a los 20 Ma (Parra *et al*., 2009). Los datos AFT publicados del flanco oriental de la Cordillera Oriental en intrusivos proterozoicos y triásicos son tan antiguos como 20 Ma e indican que la exhumación en el sector axial (Macizo de Santander), y margen oriental de la Cordillera Oriental ya había comenzado hacia 20 Ma (a principios de Mioceno) (Parra *et al*., 2009). Según Siravo *et al*., (2018), la exhumación en El Cocuy empezó desde el Oligoceno Tardío (28,1 Ma) hasta el Plioceno (5 Ma). Por otro lado, datos paleobotánicos y edades AFT indican que la mayor parte del levantamiento en el flanco central y oriental de la CO ocurrió en los últimos 12 Ma (Mora *et al*., 2008; Mora *et al*., 2010c; Mora-Páez *et al*., 2019).

Distintos autores mencionan que en la Cordillera Oriental se produce una aceleración en la exhumación en los últimos millones de años, Ramírez-Arias *et al*., (2012), dice esta aceleración se presenta en los últimos 10 a 5 Ma, Siravo *et al*., (2018), menciona que en El Cocuy las mayores tasas de exhumación se presentaron en el Mioceno Medio con una duración hasta los 5 Ma, Mora-Páez *et al*., (2019), propone un rápido levantamiento tectónico durante los últimos 6 Ma a partir de termocronología de baja T° (AFT), y Parra *et al*., (2009), menciona un inicio de la exhumación acelerada a los 4 - 5 Ma.

Además, según Mora *et al*., (2008), la CO alcanzó una elevación crítica entre 6 (Mioceno Tardío) y 3 Ma (Plioceno) con una exhumación rápida de ~3-5 km de corteza durante los últimos 3 Ma. Además, en el Macizo de Quetame datos de AFT menores de 4 Ma revelan una rápida exhumación del Plioceno-Pleistoceno. Finalmente, con la información de los datos de exhumación se elabora un mapa para ilustrar este proceso en la CO (**Figura 45**).

Figura 45

Mapa de exhumación diferencial de la Cordillera Oriental en el área de estudio



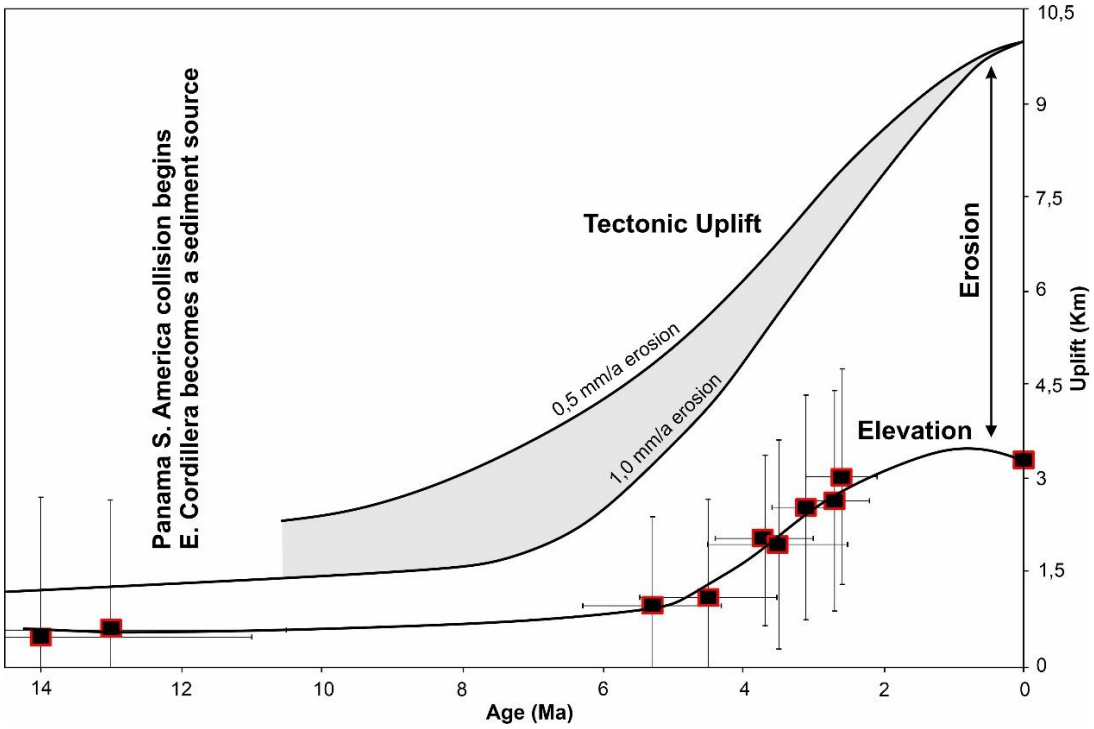
La erosión en la CO es un factor determinante para realizar los modelos 1D, según García-Delgado, (2021), la erosión es un proceso asociado a la variabilidad climática o tectónica, y la CO se caracteriza por tener una variabilidad espacial en las tasas de exhumación/erosión y levantamiento de la superficie (evolución topográfica), principalmente debido al tectonismo por deformación sísmica típico de los orógenos de inversión.

En cuanto a la erosión, Mora *et al*., (2008), mencionan que hay un primer evento de enfriamiento (con temperaturas máximas ~130-100 °C) entre 65 y 30 Ma, asociado con la erosión de más de 3-4 km de cobertura sedimentaria, y un segundo evento entre 15 y 5 Ma, que indica enfriamiento (con temperaturas de ~110 ° C) y erosión de ~3 km de roca en el bloque colgante de las principales fallas del flanco occidental.

Según Parra *et al*., (2009), los patrones de exhumación se caracterizan por una exhumación moderadamente rápida seguida de una erosión mucho más rápida a partir de los últimos 4 a 5 Ma; y de acuerdo con Mora-Páez *et al*., (2019), se estimó una historia de levantamiento de 12 Ma hasta el presente a partir de datos de levantamiento tectónico total (10 km) y paleoelevación para tasas de erosión de 0,5 y 1,0 mm/año, estimándose aproximadamente 6,7 km de erosión acumulada como se observa en la **Figura 46**.

Figura 46

Tasas de erosión debido al levantamiento de la Cordillera Oriental

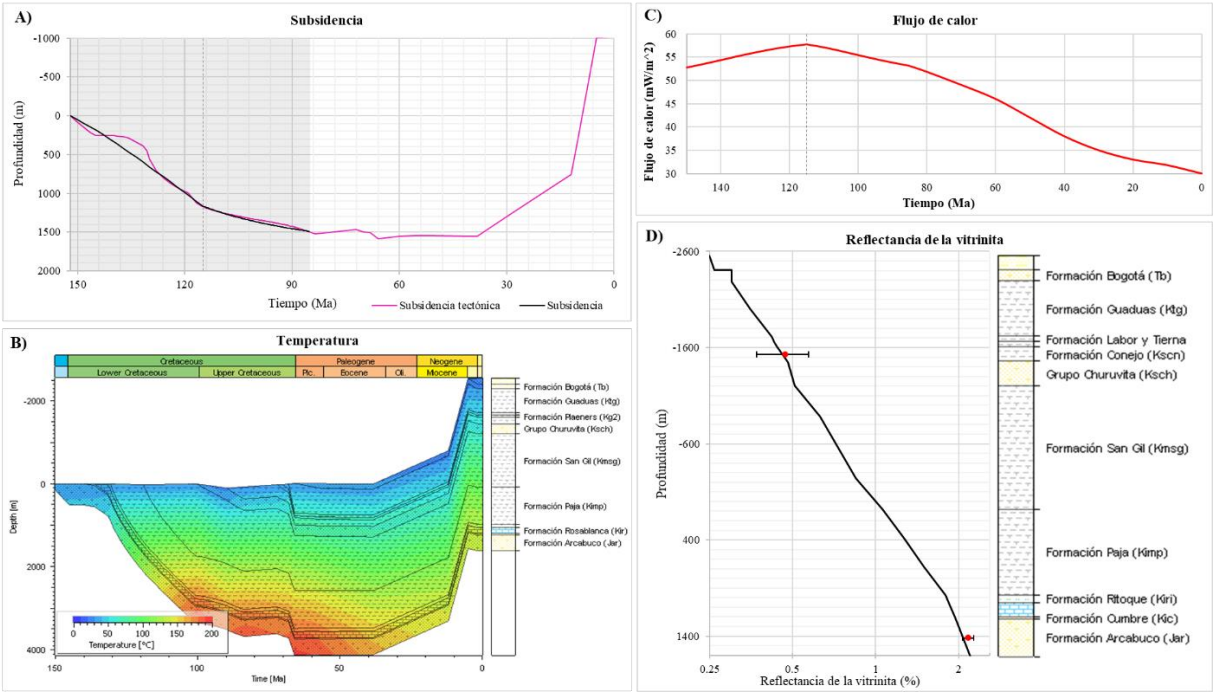


Nota: Se muestra la línea de elevación actual de la CO (línea negra gruesa) a partir de datos de paleoelevación (cuadrados negros) y dos líneas con la tendencia de tasas de erosión de 0,5 y 1,0 mm/a (líneas negras delgadas). Tomado de Mora-Páez *et al*., (2019).

Después de utilizar toda la información anterior, se obtienen los modelos de subsidencia, la historia tiempo-temperatura, el flujo de calor y la calibración de la reflectancia de la vitrinita para cada uno de los modelos como se muestra a continuación:

Figura 47

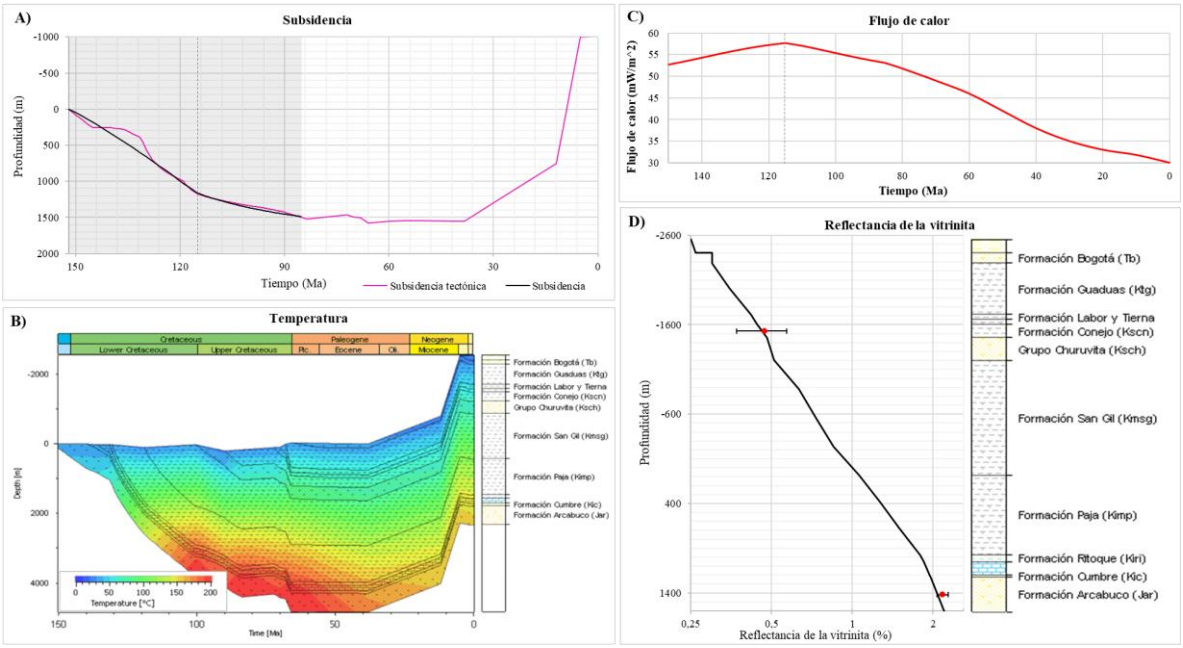
Modelamiento de subsidencia 1A



El Bloque 1 corresponde a la zona del anticlinal de Arcabuco y se realizaron dos modelos de subsidencia 1D; en el Modelo 1A se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia es entre los 150-66 Ma con una profundidad de 1.520 m, luego un periodo de estabilización hasta que comienza la exhumación a partir 38 Ma con una aceleración de este proceso en los últimos 12 Ma (**Fig. A**). El modelo muestra una temperatura mayor a 150° C en las formaciones hasta el Cretácico Inferior, alcanzada durante la máxima profundización de la cuenca en el Paleoceno (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un pico de 57,7 mW/m^2 a los 115 Ma y empieza a decaer con el tiempo hasta alcanzar un valor de 30 mW/m^2 en la actualidad (**Fig. C**). Finalmente, la curva modelada de la reflectancia de la vitrinita se encuentra dentro del rango de las mediciones de la zona presentando un buen ajuste, por lo que el modelo se encuentra calibrado (**Fig. D**).

Figura 48

Modelamiento de subsidencia 1B

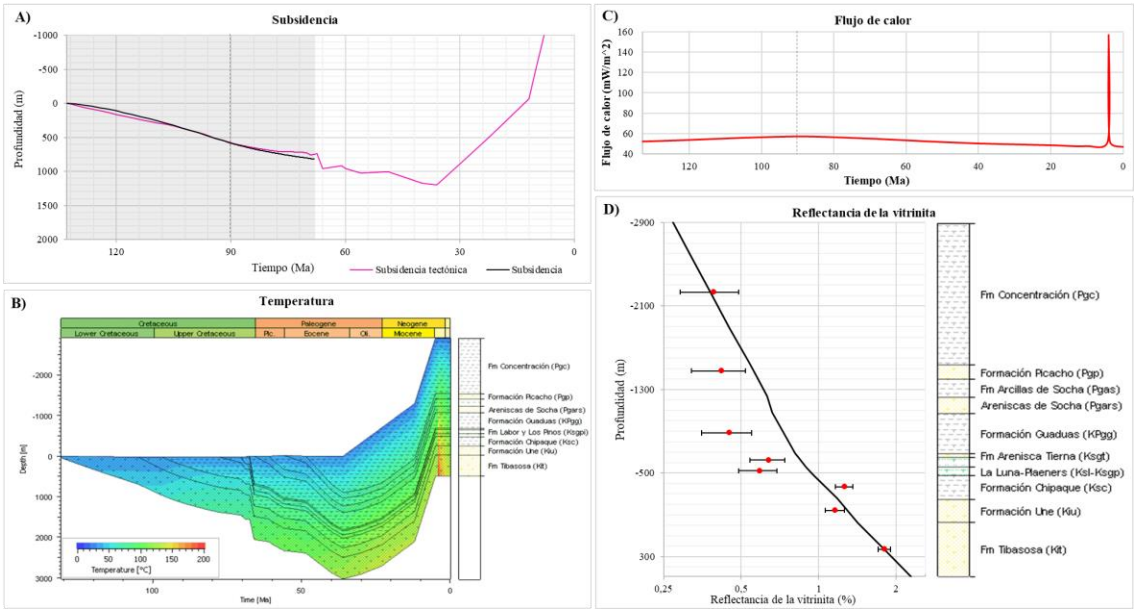


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

En el Modelo 1B se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia es entre los 150-66 Ma con una profundidad de 1.797 m, luego un periodo de estabilización hasta que comienza la exhumación a partir 38 Ma con una aceleración de este proceso en los últimos 12 Ma (**Fig. A**). El modelo muestra mayor temperatura que el Modelo 1A en las formaciones más antiguas, durante la máxima profundización de la cuenca en el Paleoceno (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un pico de 57,12 mW/m^2 a los 115 Ma y empieza a decaer con el tiempo hasta alcanzar un valor de 30 mW/m^2 en la actualidad (**Fig. C**). Finalmente, la curva modelada de la reflectancia de la vitrinita presenta un ajuste aceptable y se encuentra cerca del rango de las mediciones de la zona, por lo que el modelo se encuentra calibrado (**Fig. D**).

Figura 49

Modelamiento de subsidencia 2A

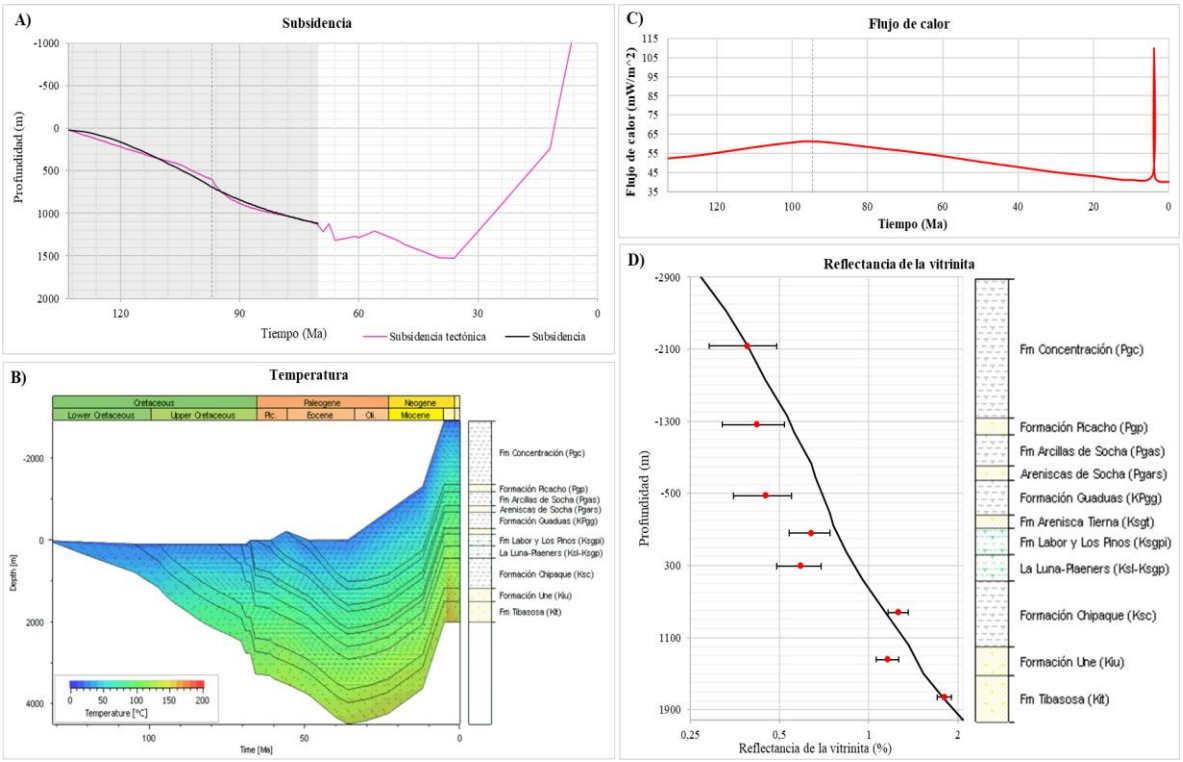


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

El Bloque 2 corresponde a la zona del Macizo de Floresta y se realizaron dos modelos de subsidencia 1D; en el Modelo 2A se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia es entre los 133-36 Ma con una profundidad de 1.198 m, la exhumación comienza a partir 36 Ma con una aceleración de este proceso en los últimos 12 Ma (**Fig. A**). El modelo muestra una mayor propagación de las isotermas hacia superficie alrededor de 4 Ma con temperaturas cercanas a 200 °C debido a un evento termal, la máxima profundización de la cuenca es de 3.000 m a finales del Eoceno presentando T de ~130 °C (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un valor de 57,36 mW/m^2 a los 90 Ma y un pico de 157 mW/m^2 a los 4 Ma que decae rápidamente hasta alcanzar un valor de 47 mW/m^2 en la actualidad (**Fig. C**). Finalmente, la curva modelada de la reflectancia de la vitrinita muestra que el modelo se encuentra calibrado y está dentro del rango de las mediciones de la zona presentando un ajuste considerable (**Fig. D**).

Figura 50

Modelamiento de subsidencia 2B

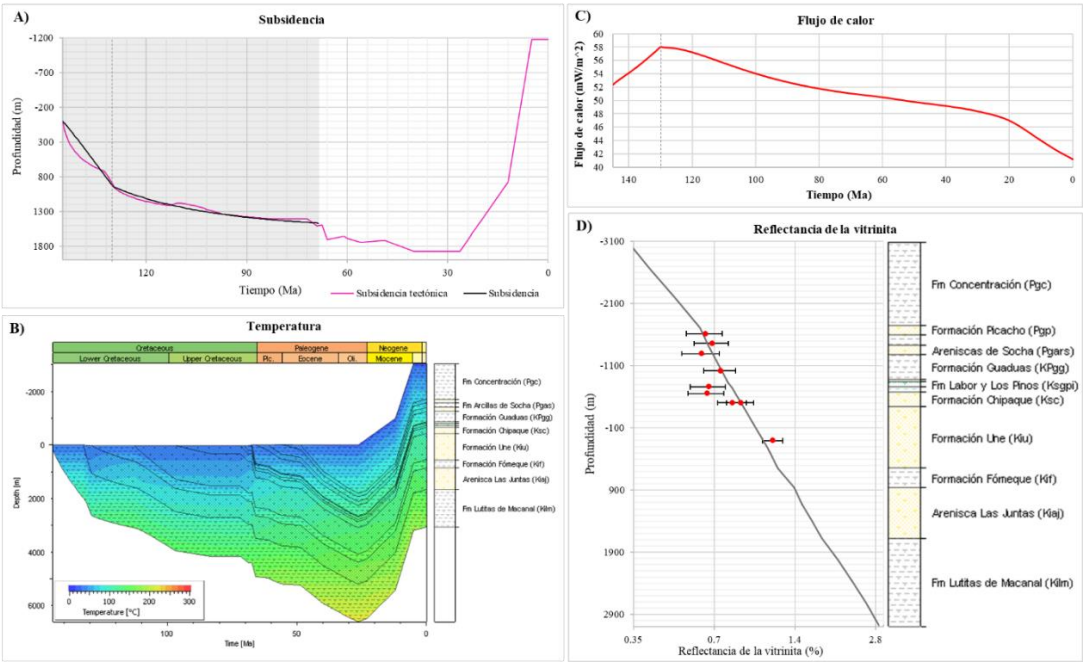


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

En el Modelo 2B se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia es entre los 133-36 Ma con una profundidad de 1.529 m, el proceso de exhumación empieza a partir 36 Ma con una aceleración en los últimos 12 Ma (**Fig. A**). La gráfica de temperatura muestra una mayor propagación de las isotermas hacia superficie hace 4 Ma debido a un vento termal y en la máxima profundad de la cuenca (4.500 m) la T es de ~160 °C (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un valor de 61,3 mW/m^2 a los 97 Ma y un pico de 110 mW/m^2 a los 4 Ma que decae rápidamente hasta alcanzar un valor de 47 mW/m^2 en la actualidad (**Fig. C**). Finalmente, la curva modelada de la reflectancia de la vitrinita se encuentra dentro del rango de las mediciones de la zona presentando un buen ajuste con, por lo que el modelo se encuentra calibrado (**Fig. D**).

Figura 51

Modelamiento de subsidencia 3A

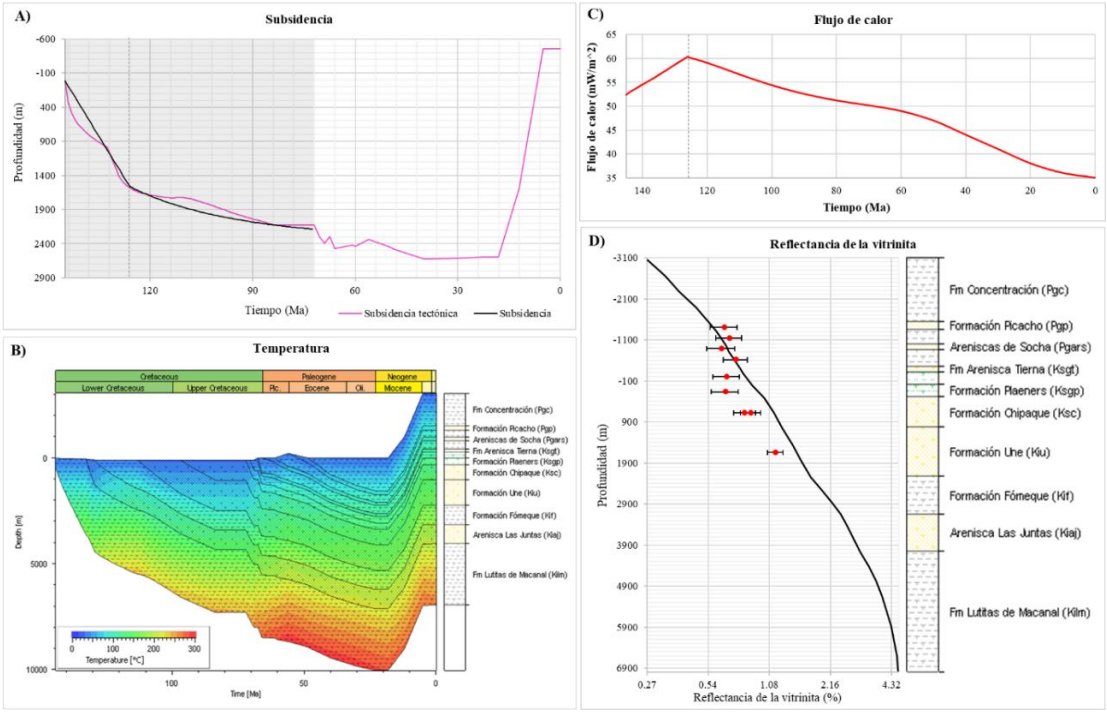


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

El Bloque 3 corresponde a la zona entre las fallas de Soápaga y Guaicáramo, se realizan dos modelos de subsidencia 1D; en el modelo 3A se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia es entre los 145-26 Ma con una profundidad de 1.875 m, la exhumación comienza a partir 26 Ma con una aceleración en los últimos 12 Ma (**Fig. A**). El modelo muestra una propagación normal de las isotermas hacia superficie, una temperatura máxima de 215 °C y la máxima profundización de la cuenca es de 6.500 m se presenta en el Oligoceno (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un pico de 58,07 mW/m^2 a los 130 Ma y empieza a decaer con el tiempo hasta alcanzar un valor de 41,2 mW/m^2 en la actualidad (**Fig. C**). Finalmente, la curva de reflectancia de la vitrinita se encuentra dentro del rango de las mediciones de la zona presentando un buen ajuste, por lo que el modelo se encuentra calibrado (**Fig. D**).

Figura 52

Modelamiento de subsidencia 3B

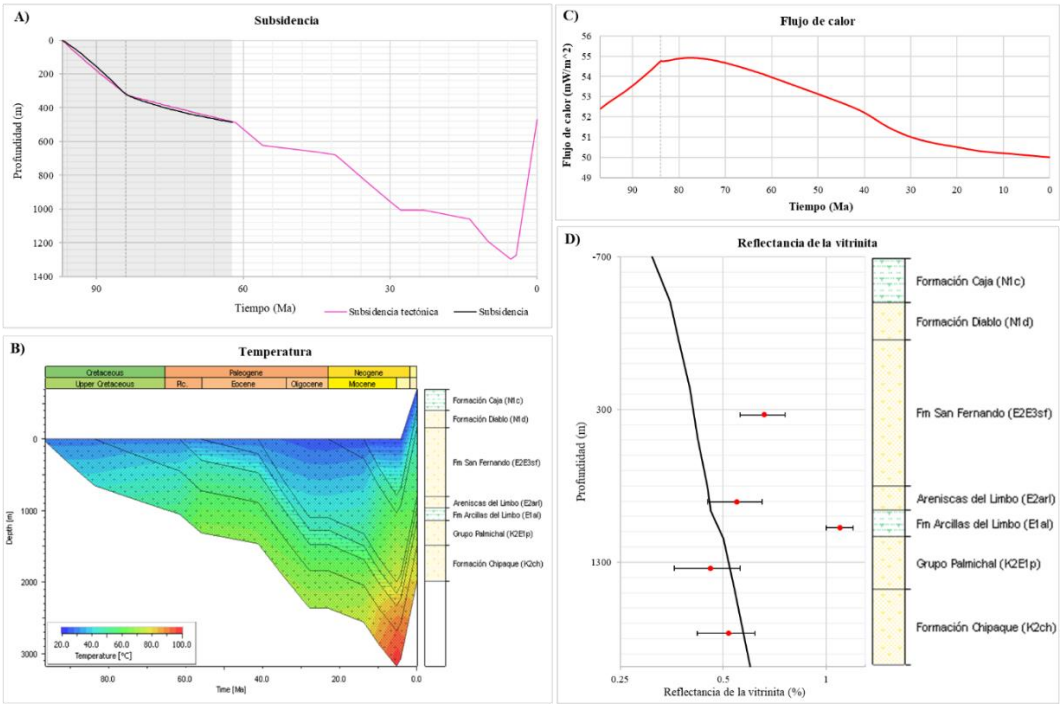


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

El Modelo 3B presenta un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia es entre los 145-26 Ma con una profundidad alcanzada de 2.620 m, la exhumación comienza a partir 18 Ma con una aceleración en los últimos 12 Ma (**Fig. A**). El modelo muestra una propagación normal de las isotermas hacia superficie, la máxima profundización de la cuenca es de 10.000 m alcanzada a finales del Oligoceno con una temperatura máxima de 290 °C (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un pico de 60,39 mW/m^2 a los 126 Ma y empieza a decaer con el tiempo hasta alcanzar un valor de 35 mW/m^2 en la actualidad (**Fig. C**). Finalmente, la curva de reflectancia de la vitrinita presentando un ajuste aceptable por lo que el modelo se encuentra calibrado (**Fig. D**).

Figura 53

Modelamiento de subsidencia 4A

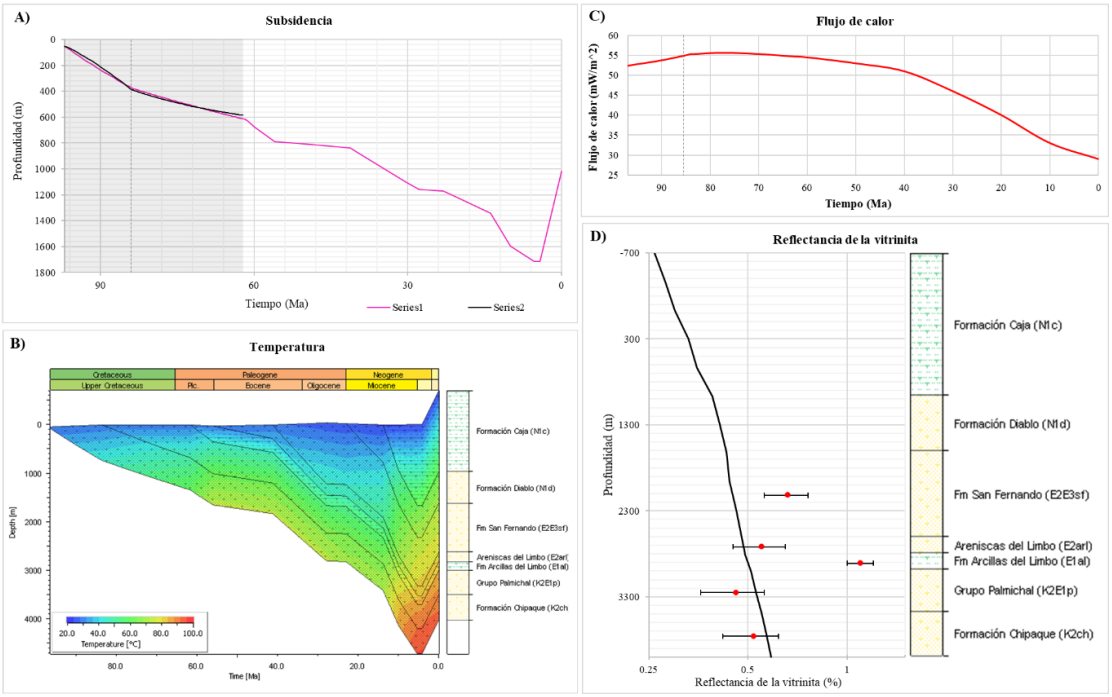


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

El Bloque 4 que corresponde a la zona del Piedemonte Llanero se realizan dos modelos de subsidencia 1D. En el Modelo 4A se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia es entre los 97-5 Ma con una profundidad alcanzada de 1.291 m y a partir 5 Ma comienza la exhumación acelerada (**Fig. A**). El modelo muestra una propagación normal de las isotermas hacia superficie y una temperatura máxima de 96 °C, y la máxima profundización de la cuenca es de 3.100 m en el Mioceno (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un pico de 54,92 mW/m^2 a los 77 Ma y decae hasta alcanzar un valor actual de 50 mW/m^2 (**Fig. C**). Finalmente, la curva de reflectancia de la vitrinita se encuentra dentro del rango de las mediciones de la zona, y se observan mediciones anómalas asociadas a retrabajamiento, pero el ajuste es aceptable (**Fig. D**).

Figura 54

Modelamiento de subsidencia 4B

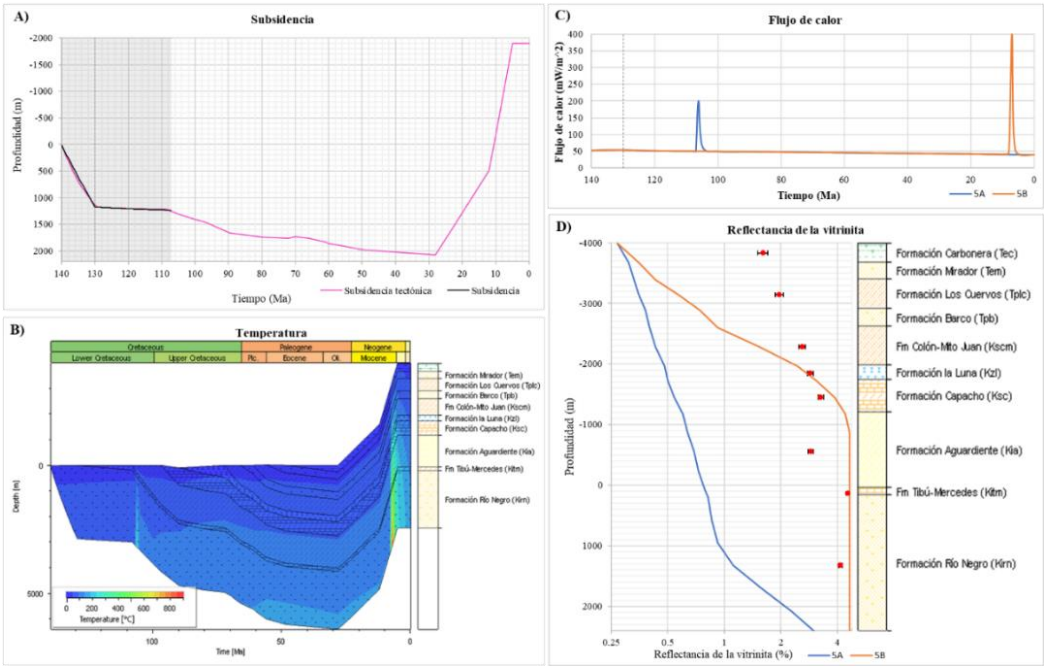


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

En el Modelo 4B se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, el periodo de subsidencia fue entre los 97-5 Ma con una profundidad máxima alcanzada de 1.717 m, a partir 5 Ma luego comienza la exhumación acelerada (**Fig. A**). El modelo muestra una propagación normal de las isotermas hacia superficie y una temperatura máxima de 99 °C, y la máxima profundización de la cuenca es de 4.700 m en el Mioceno (**Fig. B**). El flujo de calor durante la etapa syn-rift alcanza un pico de 55,62 mW/m^2 a los 77 Ma y decae hasta alcanzar un valor de 29 mW/m^2 en la actualidad (**Fig. C**). Finalmente, la curva modelada de la reflectancia de la vitrinita se encuentra dentro del rango de las mediciones de la zona, y se observan mediciones anómalas asociadas a retrabajamiento, pero el ajuste es aceptable (**Fig. D**).

Figura 55

Modelamiento de subsidencia 5A y 5B

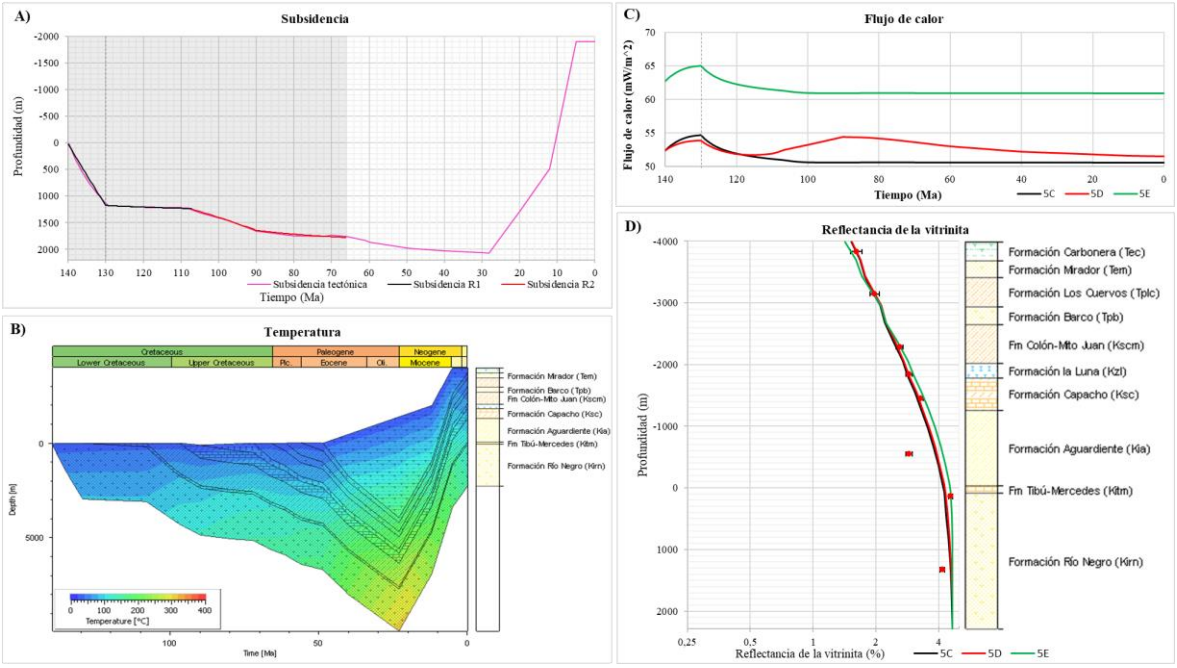


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

El Bloque 5 que corresponde a la zona de El Cocuy y se realizan 5 modelos de subsidencia 1D (con el mismo espesor) para explicar los altos valores de R_o. Se observan los modelos 5A y 5B en los que se prueba un evento termal en el Cretácico y otro en el Mioceno, ambos tienen un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica, con una subsidencia entre 140 y 28 Ma, una profundidad alcanzada de 2.073 m; y a partir 28 Ma comienza la exhumación (**Fig. A**). Se tienen dos anomalías de temperatura (**Fig. B**), que corresponden al flujo de calor de 200 mW/m^2 a 106,22 Ma y de 400 mW/m^2 a 7 Ma (**Fig. C**). Finalmente, ninguna de las curvas de R_o se ajusta a las mediciones de la zona, por lo que los modelos no se encuentran calibrados (**Fig. D**). De hecho, el flujo de calor en 106,22 Ma solo afecta las unidades cretácicas, y el flujo reciente al intentar alcanzar los valores altos de R_o sobrecalienta las unidades más antiguas sin afectar las unidades más jóvenes.

Figura 56

Modelamiento de subsidencia 5C, 5D Y 5E

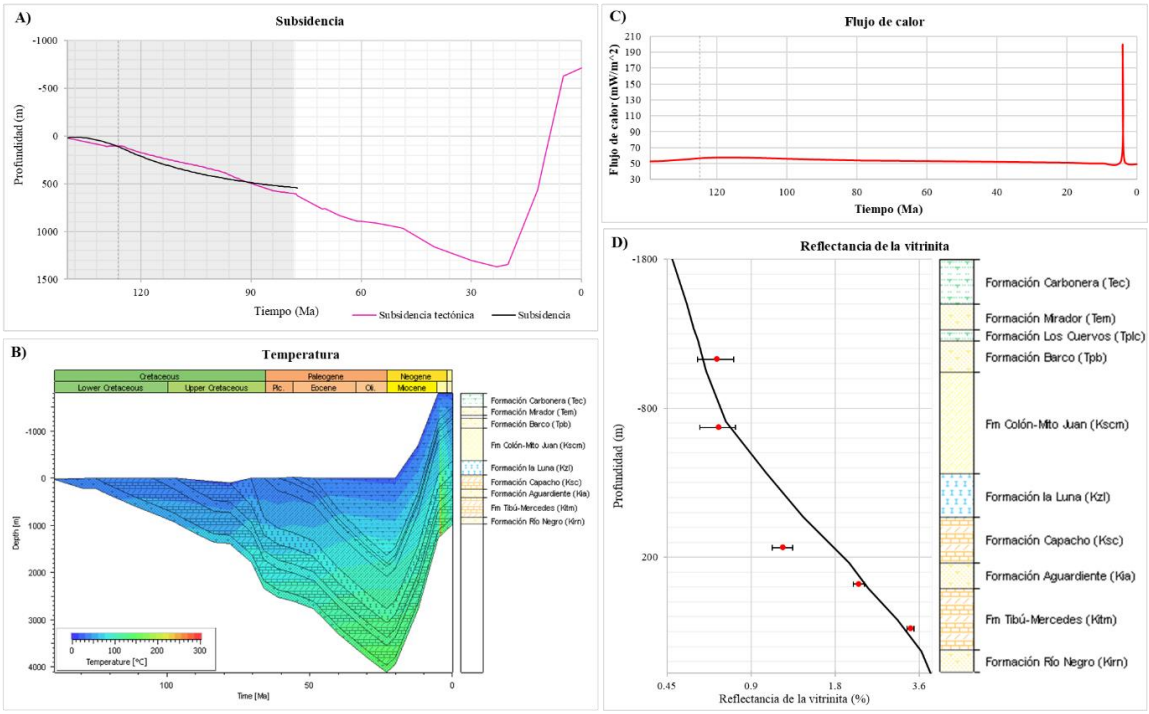


Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

En los modelos de la **Figura 56** se plantea la hipótesis de una erosión grande (5C), dos eventos de rift (5D), y erosión más aumento del flujo de calor (5E); en todos se tiene un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica; el periodo de subsidencia es entre los 140-28 Ma con una profundidad máxima alcanzada de 2.073 m; y a partir 28 Ma comienza la exhumación (**Fig. A**). Los modelos muestran una propagación normal de isotermas hacia la superficie con T máximas de 307 °C, la máxima profundización de la cuenca es de 10.000 m en el Oligoceno (**Fig. B**). Durante el periodo syn-rift, el flujo de calor (**Fig. C**) alcanzado es de 54,68 mW/m^2 a 130 Ma (5C), de 54,41 mW/m^2 a 130 Ma y 54,36 mW/m^2 a 87,84 Ma (5D), y de 65 mW/m^2 a 130 Ma (5E). Finalmente, todas de las curvas modeladas de la reflectancia de la vitrinita se encuentra dentro del rango de las mediciones de la zona, presentando un buen ajuste, por lo que los modelos se encuentran bien calibrados (**Fig. D**).

Figura 57

Modelamiento de subsidencia 6A



Nota: A) Subsidencia tectónica vs modelada. B) Gráfica de temperatura. C) Diagrama de flujo de calor. D) Gráfica de reflectancia de la vitrinita.

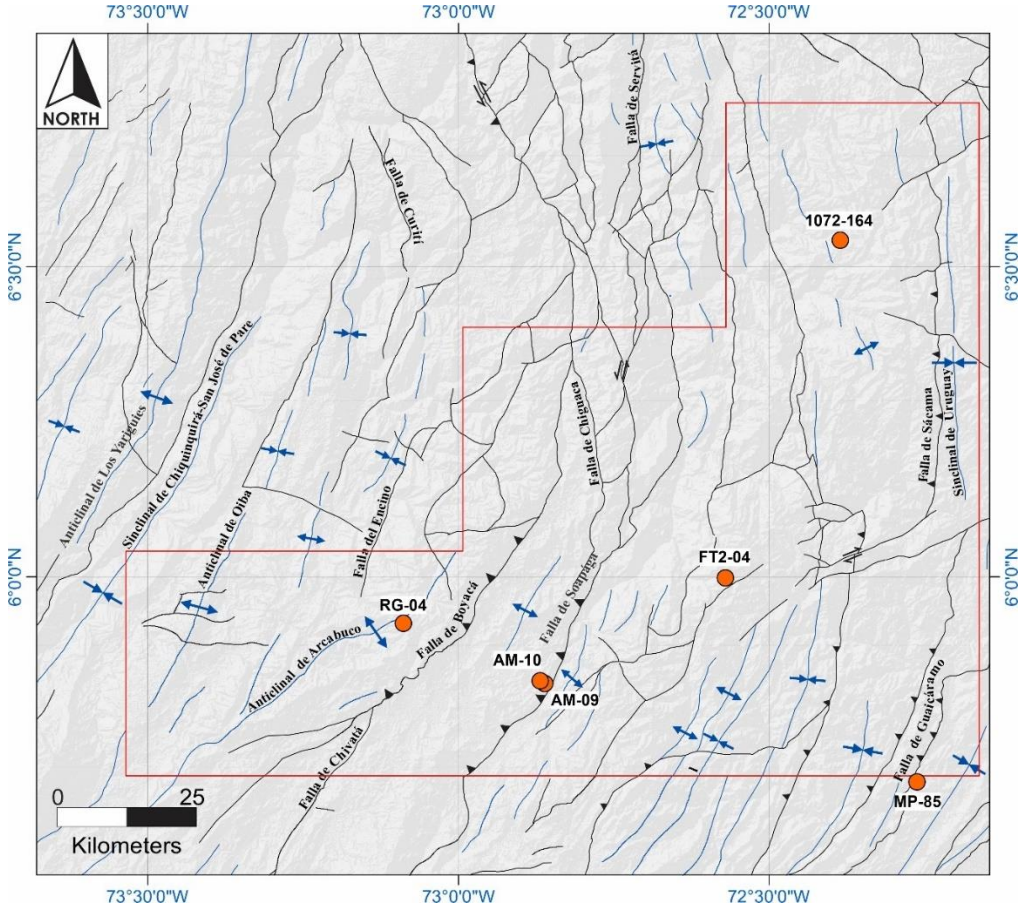
En el Bloque 6 que corresponde a la zona Bucaramanga-Capitanejo se realiza un modelo de subsidencia 1D. En el Modelo 6A se observa un buen ajuste entre la subsidencia modelada y la tectónica; el periodo de subsidencia es entre los 140-23 Ma con una profundidad máxima alcanzada de 1.370 m; y a partir de 20 Ma comienza la exhumación (**Fig. A**). La gráfica de temperatura muestra una mayor propagación de las isotermas hacia superficie hace 4,2 Ma debido a un vento termal y en la máxima profundad de la cuenca (4.000 m) la T es de ~150 °C en el Plioceno (**Fig. B**). El flujo de calor alcanza un pico de 200 mW/m^2 a 4,2 Ma y en la actualidad es de 49 mW/m^2 (**Fig. C**). Finalmente, la curva de reflectancia de la vitrinita se encuentra dentro del rango de las mediciones de la zona, presentando un buen ajuste, por lo que el modelo se encuentra calibrado (**Fig. D**).

6.3 Modelamiento de historia de exhumación

A partir de datos publicados de termocronología de baja temperatura del Catálogo de Dataciones Radiométricas de Colombia de Gómez *et al.*, (2015b), (que incluye datos de Parra *et al.*, 2009b; Mora *et al.*, 2010b; Saylor *et al.*, 2012a, b; Ramírez-Arias *et al.*, 2012; Van der Lelij, 2013), y otras investigaciones realizadas por Bernet *et al.*, (2016), y Siravo *et al.*, (2018), (ver **Apéndice D**), se seleccionan las muestras acordes para cada modelo (**Figura 58**), usando parámetros como la ubicación geográfica y estratigráfica de la muestra, cantidad de puntos medidos, termocronómetros, cantidad de uranio, reflectancia de la vitrinita y el tamaño del cristal, seleccionado las mediciones de Ramírez-Arias *et al*., (2012).

Figura 58

Mapa de muestras de termocronología

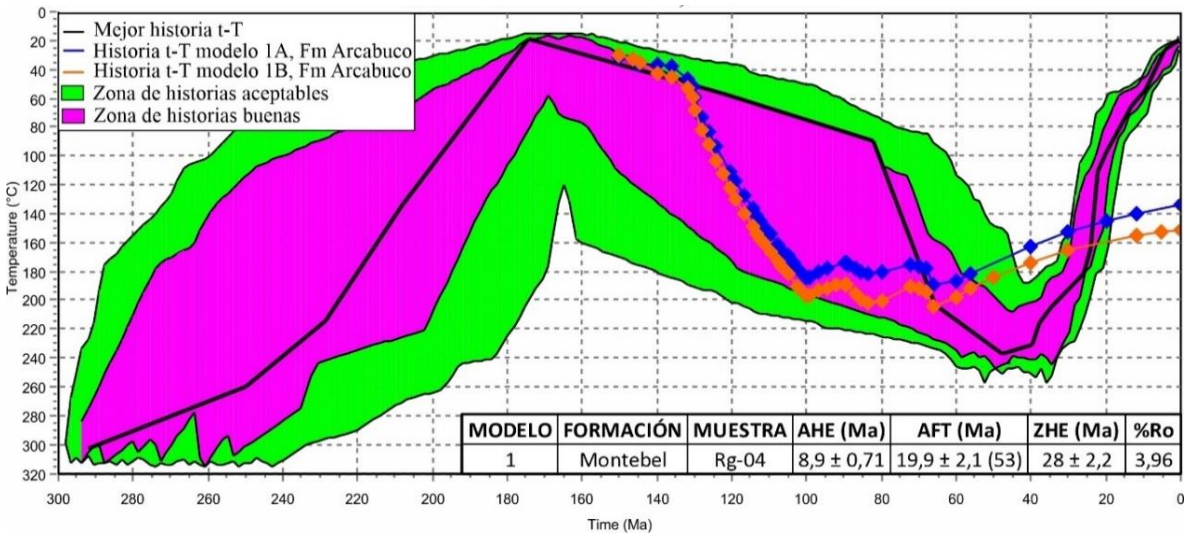


Para obtener los modelos termocronológicos, se realiza un modelamiento inverso de los datos que ajusta de una forma realista las trayectorias tiempo-temperatura de las muestras, al restringirlo bajo las condiciones actuales de la muestra y sus eventos geológicos asociados (edad de depositación, madurez orgánica, subsidencia, discordancia), con el fin de que las edades obtenidas coincidan con las edades medidas de A-He, Z-He, y las edades y longitudes de AFT dentro de una cantidad especifica de error estadístico. El modelamiento calcula para cada trayectoria el parámetro estadístico de la distribución esperada o "*goodness of fit*" (de 0 a 1), si el parámetro se encuentra por encima de 0,95 es un buen ajuste, por encima de 0,5 es un ajuste aceptable y por debajo de 0,5 no presentan un buen ajuste, por lo tanto, se omiten.

Para analizar el acoplamiento de las curvas tiempo-temperatura entre los modelos termocronológicos y los modelos de subsidencia, se sobrepone en el modelo termocronológico la curva t-T de la unidad equivalente (o en algunos casos más joven) a la unidad con la medición del termo-cronometro para cada bloque tectónico.

Figura 59

Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 1: Muestra RG-04, Formación Montebel

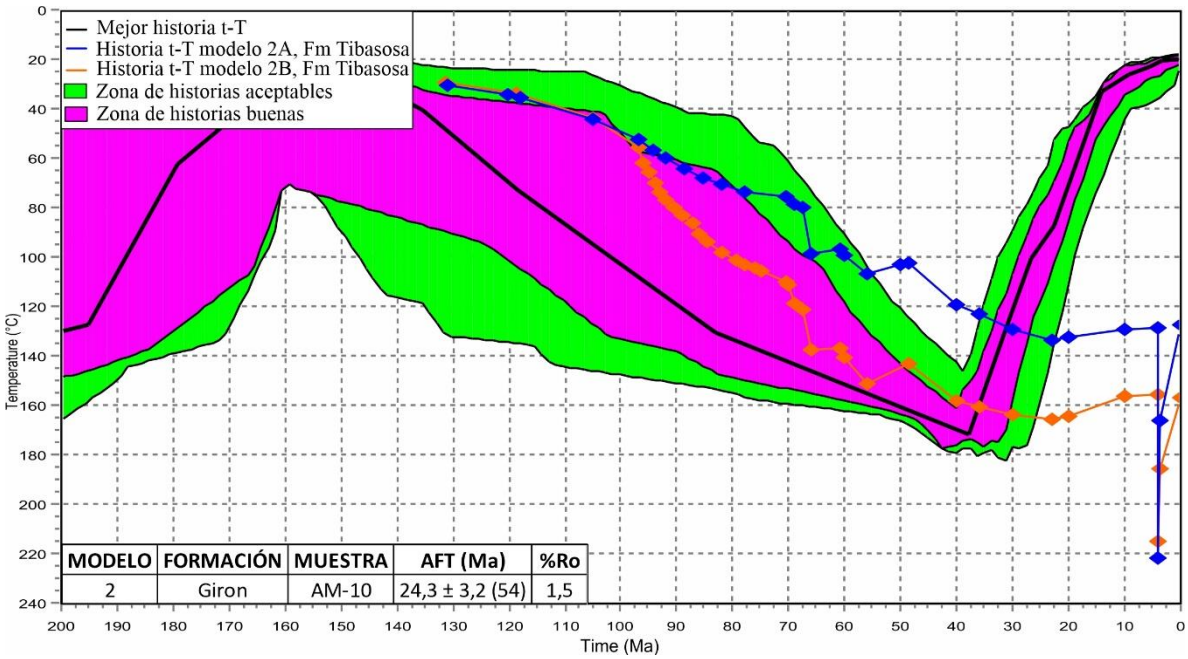


MODELO	FORMACIÓN	MUESTRA	AHE (Ma)	AFT (Ma)	ZHE (Ma)	%Ro
1	Montebel	Rg-04	8,9 ± 0,71	19,9 ± 2,1 (53)	28 ± 2,2	3,96

El gráfico del Bloque de Arcabuco (**Figura 59),** indica que la muestra de termocronología es una muestra más antigua y más profunda perteneciente a la Fm Montebel, sufre un proceso de subsidencia a partir de 180 Ma, a los 80 Ma la tasa de subsidencia es mayor y se empieza a exhumar desde los 40 Ma llegando a superficie. A partir de esa edad el modelo tiene más certeza como lo refleja la reducción del ancho del campo de historias; por su parte, la trayectoria t-T perteneciente a la Fm Arcabuco indica que la formación se deposita a los 152 Ma; presenta una subsidencia rápida hasta 100 Ma e inicia un proceso de exhumación a los 70 Ma, pero no llega a superficie.

Figura 60

Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 2: Muestra AM-10 Formación, Girón

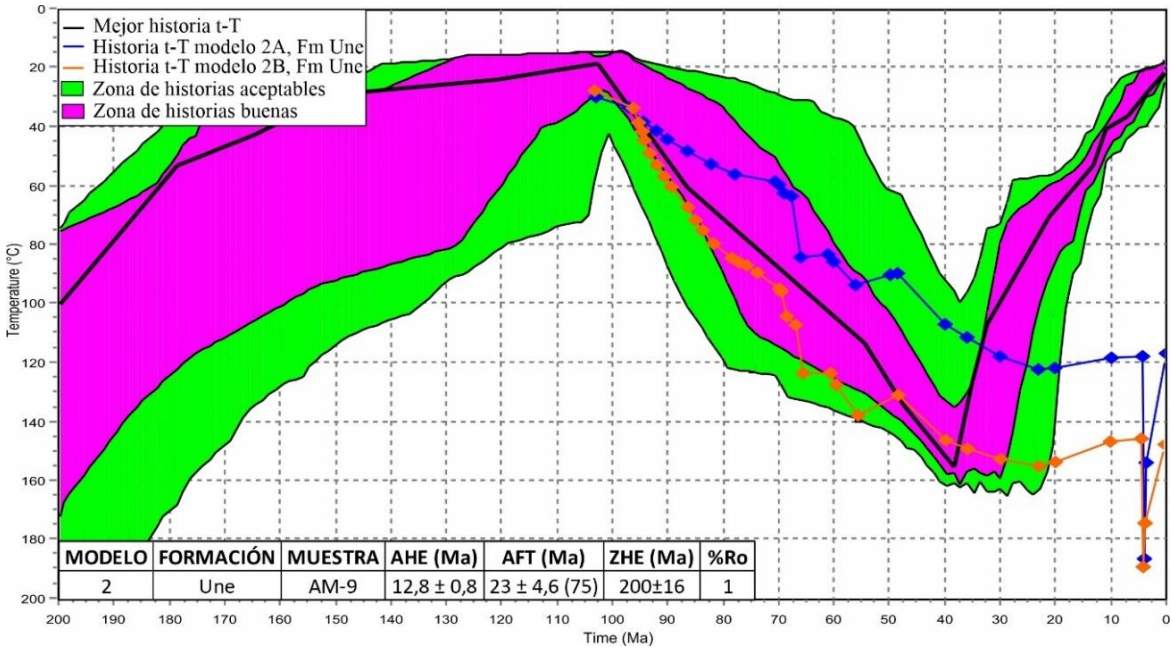


El gráfico 1 del Bloque de Floresta (**Figura 60),** indica que la muestra de termocronología es una muestra más antigua y profunda perteneciente a la Fm Girón, sufre un proceso de subsidencia a partir de 160 Ma y se empieza a exhumar desde los 40 Ma llegando a superficie.

A partir de esa edad el modelo tiene más certeza como lo refleja la reducción del ancho del campo de historias. Por su parte, la trayectoria t-T perteneciente a la Fm Tibasosa indica que la formación se deposita a los 132,6 Ma; presenta subsidencia hasta 20 Ma y en 4 Ma sufre un aumento de la temperatura asociado a un evento termal; esta unidad no llega a superficie.

Figura 61

Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 2: Muestra AM-09, Formación Une

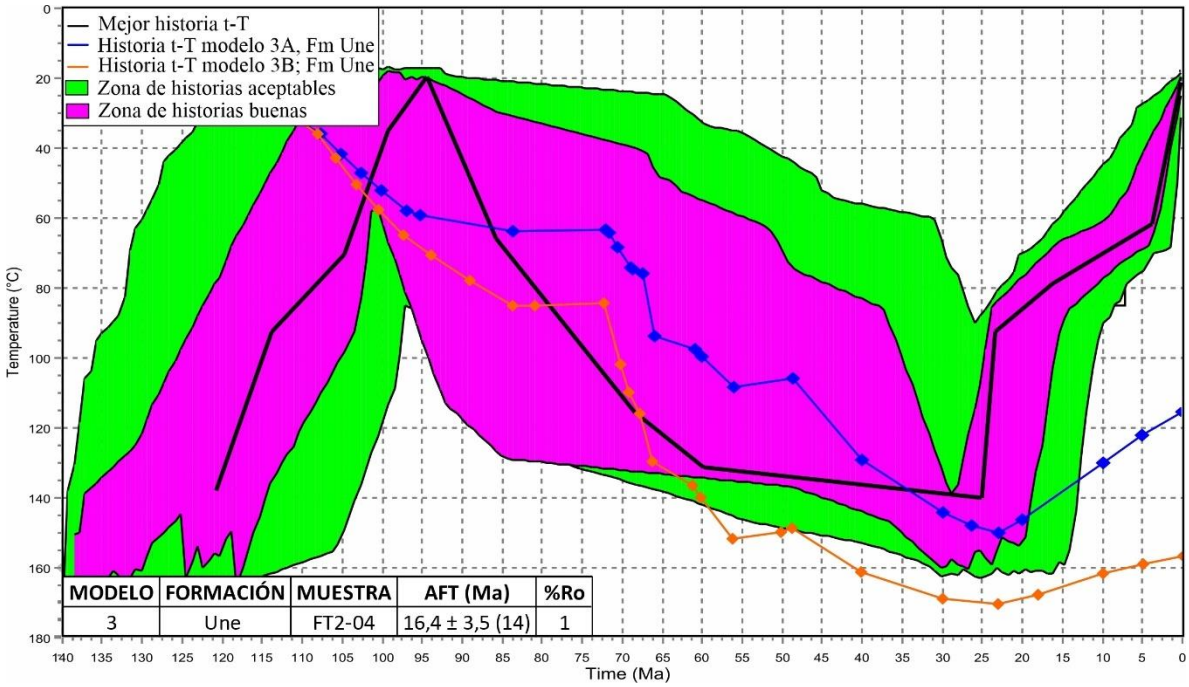


MODELO	FORMACIÓN	MUESTRA	AHE (Ma)	AFT (Ma)	ZHE (Ma)	%Ro
2	Une	AM-9	12,8 ± 0,8	23 ± 4,6 (75)	200±16	1

El gráfico 2 del Bloque de Floresta (**Figura 61**)**,** se observa que ambas trayectorias pertenecen a la Fm Une, en el modelo termocronológico esta formación sufre un proceso de calentamiento (subsidencia) a partir de 100 Ma y se empieza a enfriar (exhumar) desde los 40 Ma llegando a superficie. A partir de esa edad el modelo tiene más certeza como lo refleja la reducción del ancho del campo de historias, por su parte, la trayectoria t-T indica que la formación se deposita a los 113 Ma; presenta subsidencia hasta 20 Ma y en 4 Ma sufre un aumento de la temperatura asociado a un evento termal; esta unidad no llega a superficie.

Figura 62

Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 3: Muestra FT2-04, Formación Une

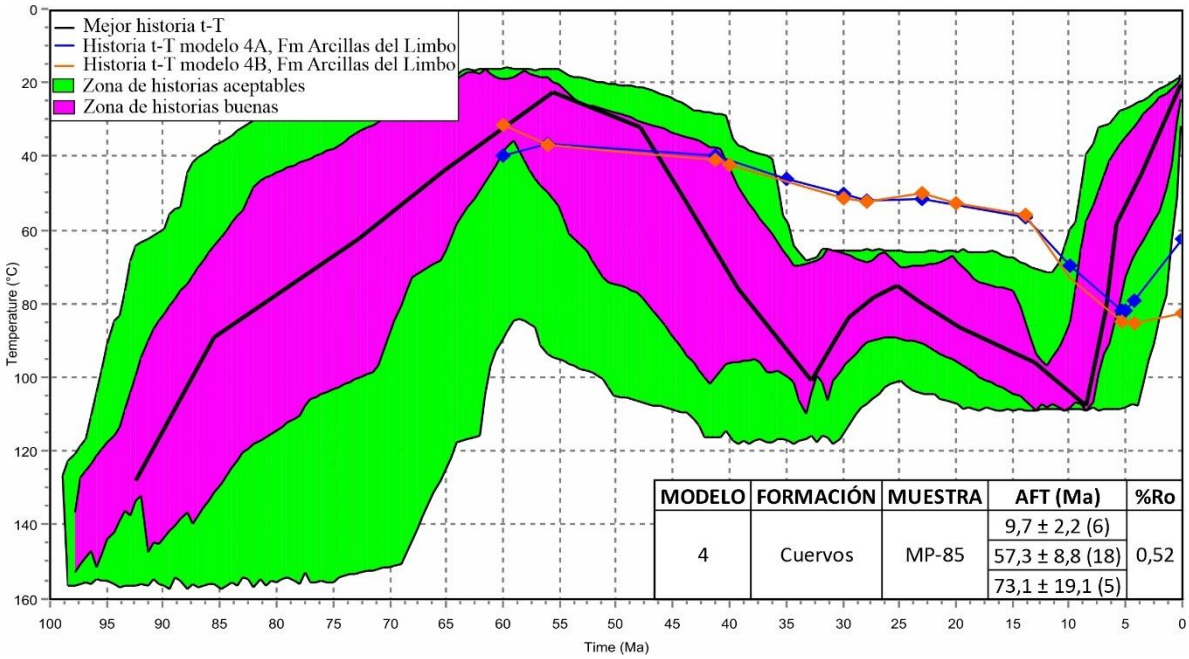


El gráfico de Soápaga – Guaicaramo (**Figura 62**), muestra que ambas trayectorias pertenecen a la Fm Une, en el caso de la termocronología la formación sufre un proceso de subsidencia a partir de 100 Ma y se empieza a exhumar desde los 25 Ma llegando a superficie, a partir de esa edad el modelo tiene más certeza como lo refleja la reducción del ancho del campo de historias, por su parte, la trayectoria t-T indica que la formación se deposita a los 113 Ma, presenta subsidencia hasta 25 Ma e inicia un proceso de exhumación, pero no llega a superficie.

En el gráfico del Borde Llanero (**Figura 63**), se observa que ambas trayectorias pertenecen las formaciones equivalentes Cuervos y Arcillas del Limbo, pero no tienen trayectorias similares y las pertenecientes al modelo de subsidencia 1D no alanzan temperaturas tan altas en comparación con las trayectorias del modelo termocronológico.

Figura 63

Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 4: Muestra MP-85, Formación Cuervos

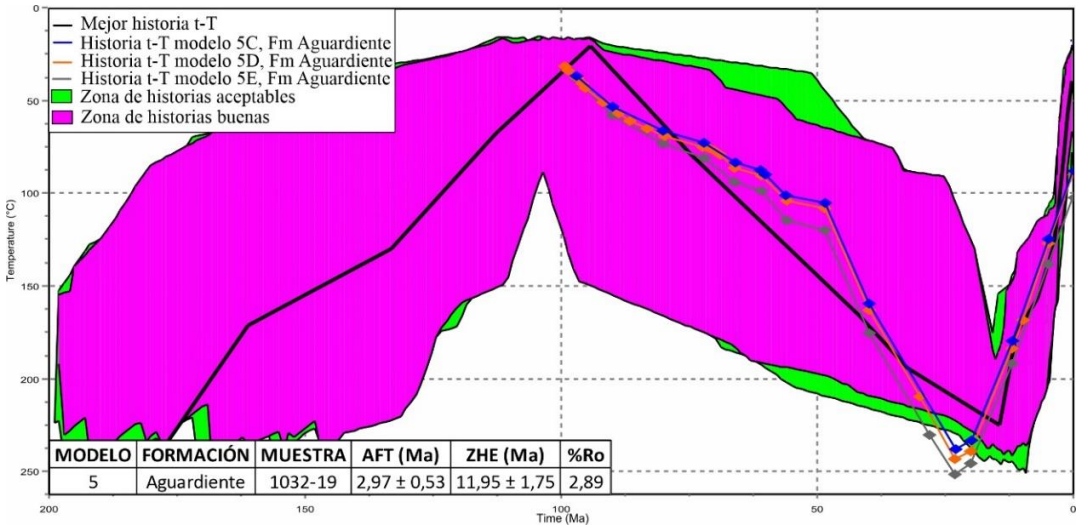


La muestra de termocronología indica un primer proceso de subsidencia desde 55 hasta 33 Ma, luego un proceso de exhumación hasta 25 Ma seguido de un segundo proceso de subsidencia hasta 7,5 Ma, finalizando con una exhumación hasta superficie. Este modelo tiene bastante certeza puesto que se tienen 3 edades de AFT y la más antigua es de 73,1 Ma. Por otro lado, la trayectoria t-T indica que la formación sufre una subsidencia prolongada hasta 5,33 Ma donde empieza un proceso erosivo relacionado con el levantamiento rápido de la CO, pero la formación no se exhuma hasta superficie.

En el gráfico de El Cocuy (**Figura 64**), se observa que ambas trayectorias pertenecen a la Fm Aguardiente, tienen un ajuste bueno entre sí durante el proceso de subsidencia (reflejado en el aumento de la temperatura) y exhumación. La muestra de termocronología continua con una subsidencia prolongada hasta 11,95 Ma donde empieza a exhumarse hasta superficie, a partir de esta edad de Z-He el modelo tiene más certeza.

Figura 64

Trayectoria tiempo-temperatura Modelo 5: Muestra 1032_19, Fm Aguardiente



MODELO	FORMACIÓN	MUESTRA	AFT (Ma)	ZHE (Ma)	%Ro
5	Aguardiente	1032-19	2,97 ± 0,53	11,95 ± 1,75	2,89

Por su parte, las trayectorias t-T indican que se tiene una subsidencia rápida desde 48,6 Ma por un aumento en el espesor depositado y a los 23 Ma empieza la exhumación, pero no llega a superficie, por esta razón, las trayectorias difieren en el inicio del levantamiento.

6.4 Evaluación del potencial de generación de hidrocarburos

Para establecer una serie de posibles historias de generación de hidrocarburos y evaluar el potencial generador de los intervalos estratigráficos correspondientes a rocas fuente (de acuerdo con lo mencionado en la sección 5.6) y sus equivalentes en cada bloque, se realiza el cálculo del porcentaje de transformación (%Tr), que es un parámetro que cuantifica el grado de conversión del kerógeno en hidrocarburo.

El porcentaje de transformación es definido por Tissot & Welte, (1984), como la relación entre el hidrocarburo (petróleo y gas) realmente formado por el kerógeno y la cantidad total de hidrocarburo que el kerógeno es capaz de generar, depende del origen del material orgánico (tipo kerógeno) y de la historia de madurez termal asociada a la historia geológica de una cuenca.

Las rocas generadoras inmaduras tienen porcentajes de transformación inferiores al 10% (sin generación), la generación temprana de petróleo presenta porcentajes de transformación del 10 al 25%, la fase principal de generación de petróleo del 25 al 60%, la generación tardía de petróleo entre el 60 y 70%, y el inicio de generación de gas >70%. El pico de generación de petróleo se produce a un porcentaje de transformación del 50% (punto crítico) y ocurre cuando la roca generadora está al 50% de generación y todos los elementos del sistema petrolífero están en su lugar, permitiendo la conversión de materia orgánica en hidrocarburos (Makeen *et al*., 2016; Al-Areeq, 2018).

Las rocas fuente analizadas son la Formación La Luna/Plaeners, la Formación Chipaque/Capacho, la Formación Une/Aguardiente y la Formación Fómeque/Tibasosa/Tibú-Mercedes. Debido a que estas rocas contienen principalmente kerógeno tipo II (potencial generador de hidrocarburos líquidos) se utiliza la cinética de Tegelaar & Noble, (1994) de kerógeno tipo II Venezuela, debido a la proximidad geográfica entre Venezuela y Colombia, y similitudes en cuanto a la geología de hidrocarburos como la continuidad de la Fm La Luna. El índice de hidrógeno utilizado para esta evaluación es de 500 mgHC/gTOC y los valores de TOC de 2%, de acuerdo con los rangos propuestos por Espitalie *et al*., (1977), y Barrero *et al*., (2007). A continuación, se muestran los resultados obtenidos.

Figura 65

Porcentaje de transformación del Bloque 1 (Arcabuco), Modelo 1A

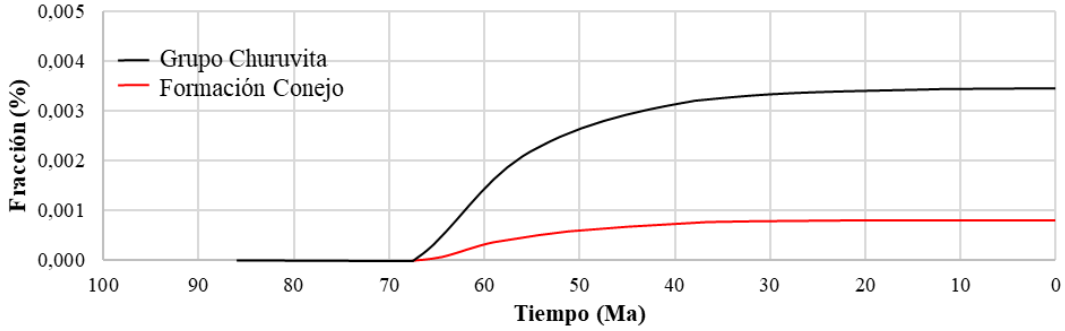
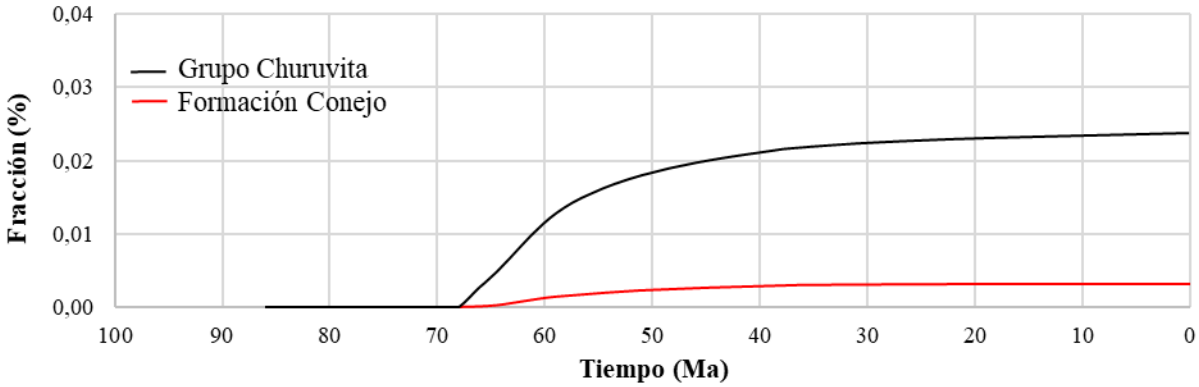


Figura 66

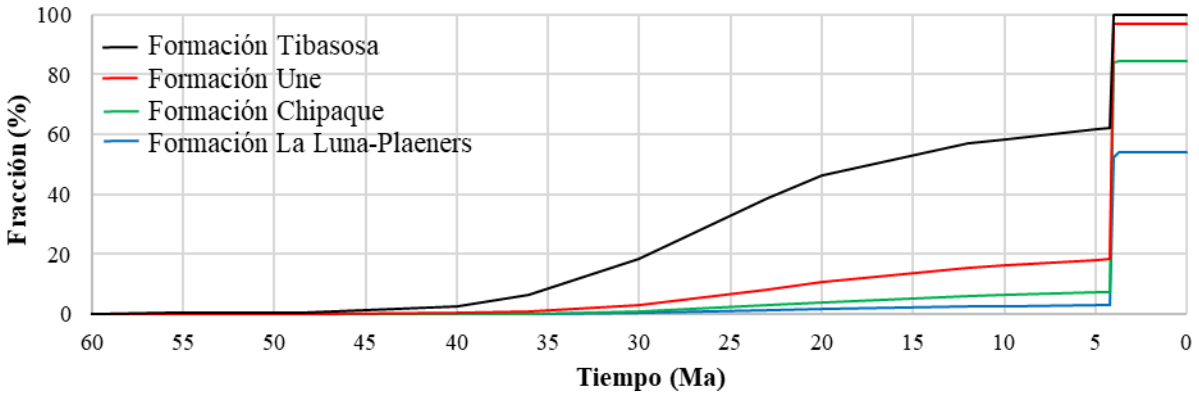
Porcentaje de transformación del Bloque 1 (Arcabuco), Modelo 1B



Las gráficas de porcentaje de transformación del Boque 1 de Arcabuco no muestran una relación de transformación de kerógeno en el tiempo que se pueda interpretar debidamente. En el modelo 1A (**Figura 65**), los valores actuales de porcentaje de transformación son de 0,0008% para la Formación Conejo y 0,0035% para el Grupo Churuvita, a su vez, en el modelo 1B (**Figura 66**) en el cual se utilizaron los mayores espesores de las formaciones, la Formación Conejo alcanza valores de porcentaje de transformación de 0,003% y el Grupo Churuvita de 0,023%, por lo cual no se tienen en cuenta en análisis posteriores.

Figura 67

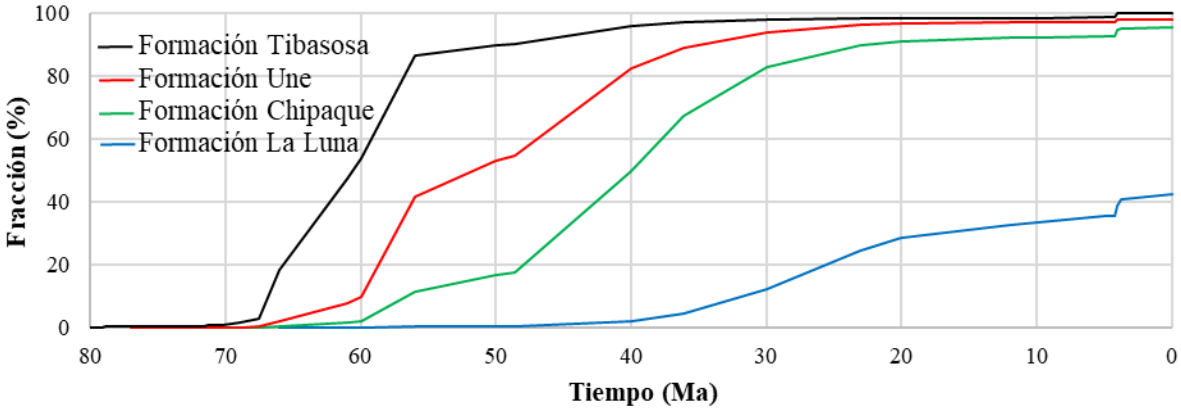
Porcentaje de transformación del Bloque 2 (Floresta), Modelo 2A



En el Modelo 2A (**Figura 67**) se observa sincronismo de eventos en las formaciones fuente al presentar un comportamiento similar en la generación de hidrocarburos, adicionalmente, se presentan dos pulsos de transformación, el primero entre 45 Ma y 4Ma, en el cual la Formación Tibasosa presenta un %Tr = 62,37 (alcanzando el punto crítico a los 19,5 Ma durante el Mioceno, %Tr = 50), la Formación Une de 18,64%, la Formación Chipaque de 8,18% y la Formación La Luna-Plaeners de 3,64%. El segundo pulso se presenta a los 4 Ma debido a un pico en el flujo de calor de 157 mW/m^2, por lo que las formaciones aumentan su %Tr; la Formación Tibasosa hasta 99,98%, la Formación Une 96,36%, la Formación Chipaque 85% y la Formación La Luna-Plaeners 54,09%.

Figura 68

Porcentaje de transformación del Bloque 2 (Floresta), Modelo 2B



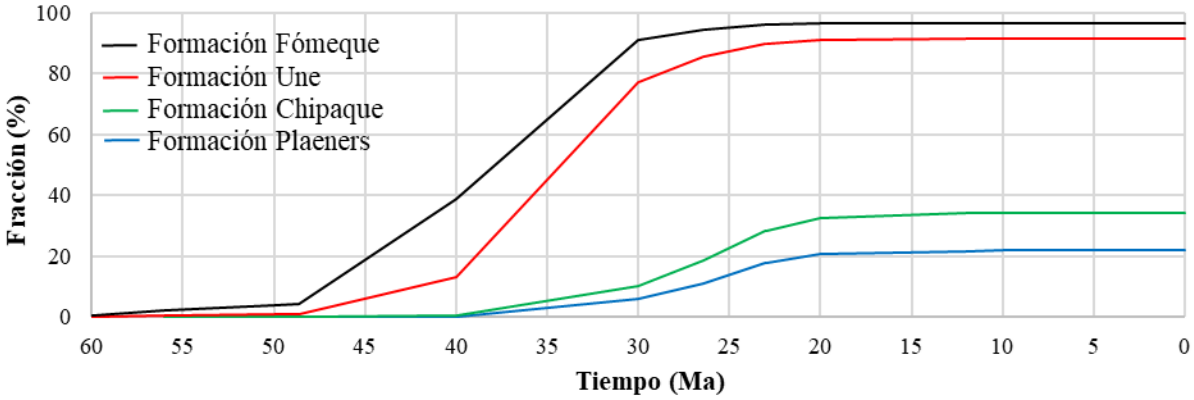
En el Modelo 2B (**Figura 68**) en el cual se utilizan los mayores espesores de las formaciones se tiene un solo pulso de generación evidenciado en una transformación rápida de hidrocarburos a partir de 67,5 Ma, esto puede ocurrir debido a la depositación de unidades de espesor considerable en poco tiempo, por ejemplo, la Formación Guaduas de 392 m de espesor en un lapso de 1,5 Ma.

A partir de 67,5 Ma hasta 4 Ma las rocas aportan significativamente hidrocarburos al sistema alcanzando altos porcentaje de transformación; la Formación Tibasosa alcanza un %Tr de 99,83 (llegando al punto crítico a los 60,67 Ma durante el Paleoceno, %Tr = 50), la Formación Une alcanza un %Tr de 97,91 (logrando un %Tr = 50 durante el Eoceno a los 52 Ma), la Formación Chipaque de 92,27% (punto crítico a los 40 Ma, durante el Eoceno) y la Formación La Luna-Plaeners del 35,45%. En este modelo también se tiene un pico de calor en 4 Ma que presenta un flujo de calor de 110 mW/m^2, pero después de este pico las formaciones Tibasosa, Une y Chipaque logran porcentajes de transformación similares a los obtenidos antes de este evento, 99,84%, 97,97% y 95,13% respectivamente; mientras que la Formación La Luna-Plaeners presenta un %Tr = 42,73 (no alcanza el punto crítico).

Por lo tanto, las formaciones Tibasosa, Une y Chipaque en la zona 2 ya han generado la mayor cantidad de hidrocarburos en el sistema, tienen su momento de mayor aporte en el Paleógeno (Modelo 2B) y Neógeno (Modelo 2A), posteriormente continúan con su maduración alcanzando valores de %Tr cercanos a 100. En cambio, la Fm La Luna-Plaeners se encuentra en la fase principal de generación de petróleo con un %Tr actual entre 42 y 54.

Figura 69

Porcentaje de transformación del Bloque 3 (Soápaga - Guaicáramo), Modelo 3A

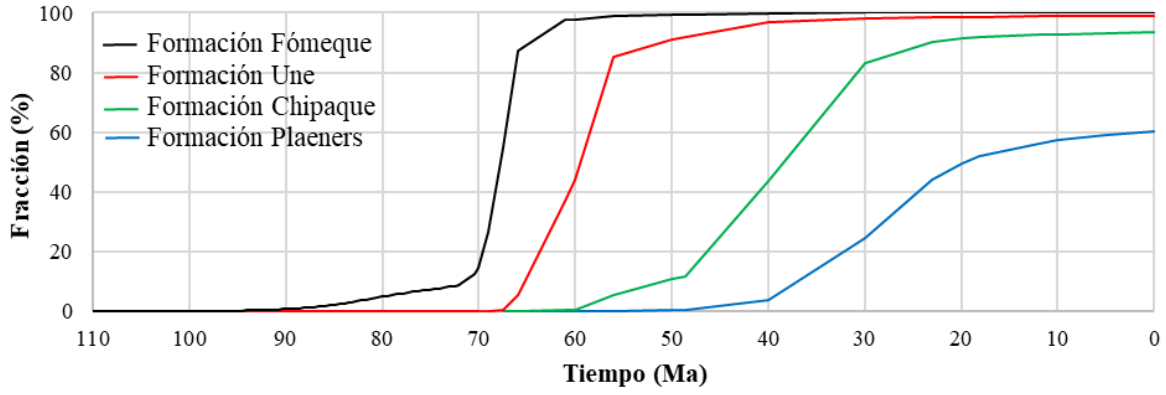


En el Modelo 3A (**Figura 69**) en el cual se utilizaron los espesores menores de las formaciones, se observa sincronismo de eventos en las rocas fuente, también se tiene una generación progresiva de hidrocarburos a partir de 48,6 Ma hasta 23,03 Ma que constituye un único pulso de generación de hidrocarburos y, luego de 23 Ma los porcentajes no varían. Asimismo, las formaciones Fómeque y Une ya han generado la mayor cantidad de hidrocarburos, alcanzando %Tr de 96,57 y 91,56 respectivamente, además, estas formaciones tienen su momento de mayor aporte al sistema durante el Eoceno a los 37,81 Ma (Fm Fómeque) y 34,16 Ma (Fm Une).

Debido a su menor profundidad de enterramiento las formaciones Chipaque y Plaeners presentan una transformación menor; la Formación Plaeners entra en la fase de generación temprana de petróleo (10 – 25%) hace ~27,15 Ma (Oligoceno), presentando un %Tr = 22 en la actualidad; mientras que la Formación Chipaque entra en la fase principal de generación de petróleo (25 – 60%) hace 24,32 Ma (Oligoceno) con un valor actual de %Tr de 34,35.

Figura 70

Porcentaje de transformación del Bloque 3 (Soápaga - Guaicáramo), Modelo 3B



En el Modelo 3B (**Figura 70**), donde se utilizaron los mayores espesores se obtiene que tres de las rocas fuente han realizado su mayor aporte de hidrocarburos al sistema por presentar porcentajes de transformación mayores al 93%. A finales del Cretácico Superior a los 67,67 Ma la Formación Fómeque logra el punto crítico, posteriormente, a los 30 Ma alcanza un porcentaje de transformación del 100%. Por su parte, la Formación Une alcanza una %Tr = 50 durante el Paleoceno a los 59 Ma, presentando actualmente un %Tr = 98,77; y la Formación Chipaque sobrepasa el punto crítico a los 38,17 Ma a finales del Eoceno, mostrando un %Tr actual de 93,34. La cuarta roca fuente que corresponde a la Formación Plaeners alcanza su momento de mayor aporte de hidrocarburos al sistema hace 19,33 Ma a comienzos del Mioceno, presentando actualmente un %Tr de 60,1.

En este modelo, se observa una transformación rápida a partir de 72,1 Ma debido a la depositación de los 300 m de espesor de la Formación Plaeners en un lapso de 1,6 Ma, los 295 m de espesor de la Fm Labor y Los Pinos en 1,5 Ma, y los 394 m de espesor de la Fm Guaduas en 1,5 Ma, lo cual genera mayor presión por carga litostática en poco tiempo y, por lo tanto, un aumento en la profundidad, temperatura y madurez termal de las rocas fuente.

Figura 71

Porcentaje de transformación del Bloque 4 (Borde Llanero), Modelo 4A

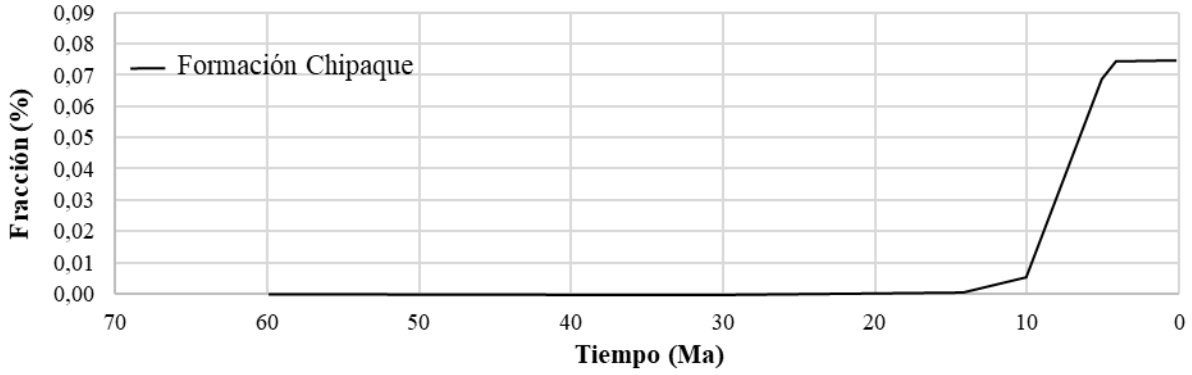
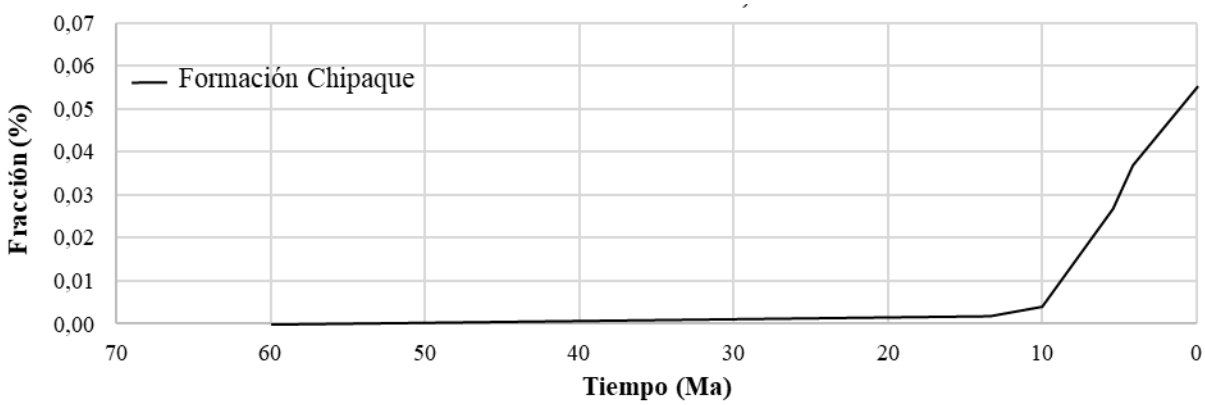


Figura 72

Porcentaje de transformación del Bloque 4 (Borde Llanero), Modelo 4B



Para el Bloque 4 (Borde Llanero), las gráficas de porcentaje de transformación al igual que las del Boque 1 (Arcabuco) no muestran resultados favorables para la producción de hidrocarburos. Los valores de %Tr en la actualidad para la Formación Chipaque en el Modelo 4A (**Figura 71**) son de 0,0739%, mientras que en el modelo 4B (**Figura 72**) en el cual se utilizaron los mayores espesores de las formaciones, los valores actuales de %Tr son de 0,055%.

En El Cocuy (Modelo 5) se analizan los modelos 5C (**Figura 73**), 5D (**Figura 74**) y 5E (**Figura 75**) por ser los únicos en los que la reflectancia de la vitrinita tuvo un buen ajuste.

Figura 73

Porcentaje de transformación del Bloque 5 (El Cocuy), Modelo 5C

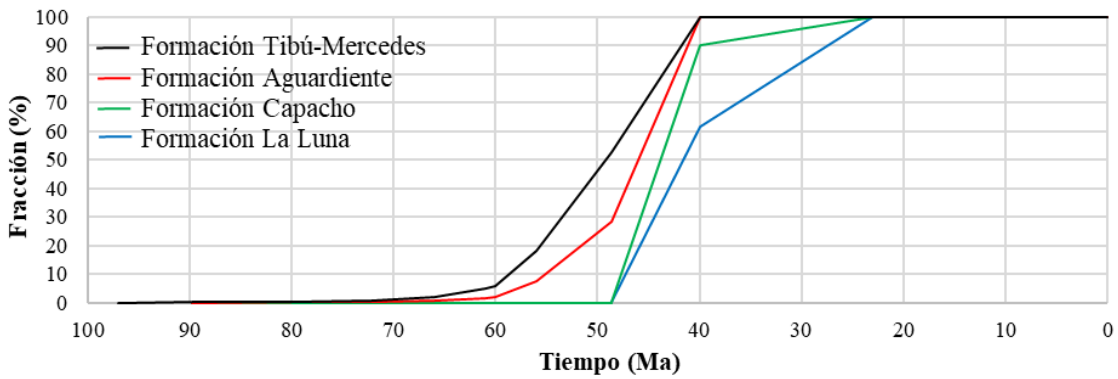


Figura 74

Porcentaje de transformación del Bloque 5 (El Cocuy), Modelo 5D

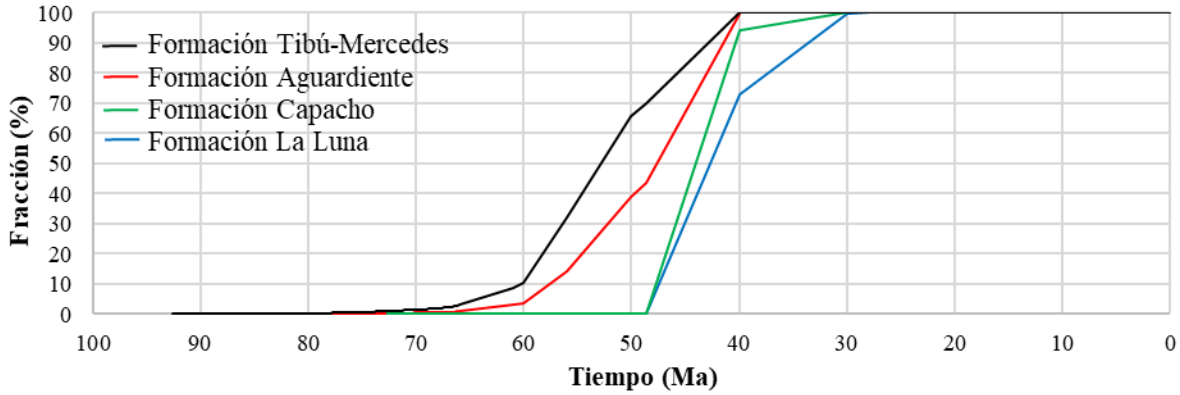
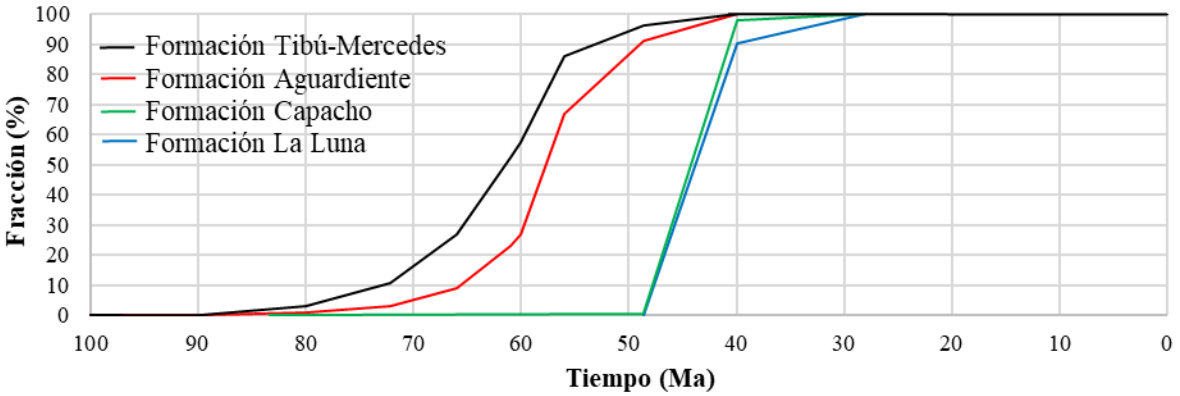


Figura 75

Porcentaje de transformación del Bloque 5 (El Cocuy), Modelo 5E

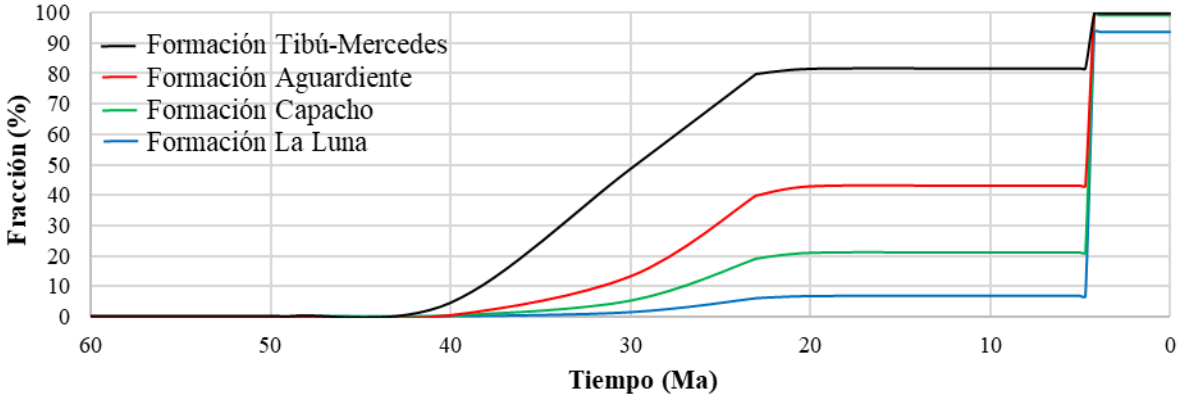


Las gráficas de porcentaje de transformación del Bloque 5 de El Cocuy, muestran un único pulso de generación de hidrocarburos a partir de 90 Ma con un comportamiento muy similar entre las distintas curvas. En los tres modelos los porcentajes de transformación alcanzan el máximo posible para las 4 formaciones fuente, la más joven (Fm La Luna) lo logra entre los 23,03 y 30 Ma, ocasionando que las rocas actualmente se encuentren en la fase final de generación de gas (Fm La Luna y Chipaque) o sobremaduras (Fm Aguardiente y Tibú-Mercedes).

En el modelo 5C, 5D y 5E tanto la Formación Tibú-Mercedes como la Formación Aguardiente alcanzan un porcentaje de transformación del 100% alrededor de los 40 Ma (Eoceno); mientras que la Formación Capacho y la Formación La Luna alcanza una %Tr = 100 en el modelo 5C a los 23,03 Ma (finales del Oligoceno, inicios del Mioceno), en el modelo 5D a los 30 Ma (Oligoceno), y en el modelo 5E a los 28,1 Ma (Oligoceno).

Figura 76

Porcentaje de transformación del Bloque 6 (Capitanejo - Bucaramanga), Modelo 6A



En el Bloque 6 (Capitanejo – Bucaramanga) la gráfica de %Tr (**Figura 76)** indica que las formaciones tienen una mayor o menor transformación según su ubicación en la columna sedimentaria y evidencian sincronismo de eventos. Se observa un primer pulso desde 47,7 Ma hasta 23,03 Ma, luego los porcentajes se mantienen constantes y luego un segundo pulso durante el Plioceno debido a un flujo de calor a los 4,2 Ma de 200 mW/m^2. Durante el primer pulso, la Formación Tibú-Mercedes presenta un %Tr = 79,93 (alcanza el punto crítico en 29,6 Ma, Oligoceno), la Formación Aguardiente un %Tr = 39,88, y la Formación Capacho y La Luna un %Tr de 18,93 y 5,96 respectivamente. En cambio, después de 4,2 Ma debido al flujo de calor las formaciones presentan porcentajes de transformación mayores al 93%; las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente cuentan con un %Tr = 100, la Formación Capacho con un %Tr = 99,02 y la Formación La Luna con un %Tr = 93,47.

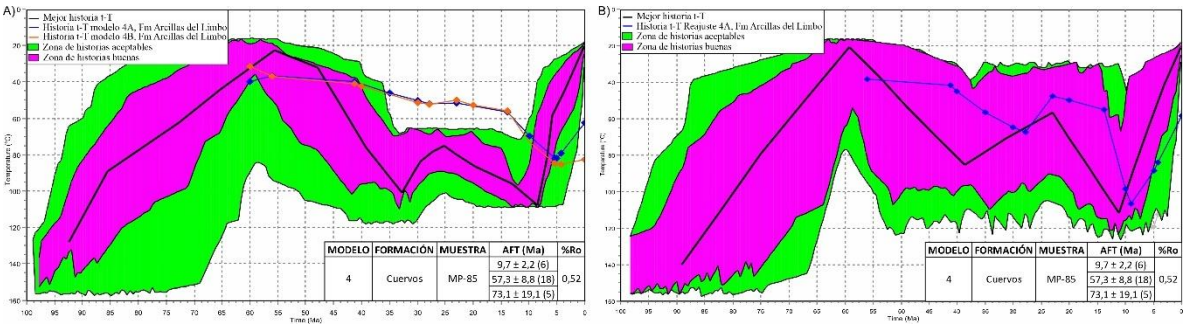
Por último, después de analizar el ajuste de termocronología del Modelo 4 propuesto (**Figura 63**) se observa que no es concordante con las trayectorias tiempo-temperatura provenientes del Modelo 4 de subsidencia, por lo que se amplían las restricciones del modelo termocronológico y se añade un proceso erosivo.

Observando los datos de termocronología de Ramírez-Arias *et al*., (2012), y tomando en cuenta que la ANH, (2012), reporta espesores variables de la Formación Guayabo (equivalente a la Formación Caja), anotando que esta formación es una secuencia espesa de más de 3.962,4 m en el piedemonte de la Cordillera Oriental y que en la parte central de la cuenca Llanos está representada por una sección de 609,6 a 2438,4 m de espesor. Se propone entonces, un modelo alternativo para el bloque del Borde Llanero (**Figura 77**).

Para este modelo alternativo se ha interpretado que como el espesor reportado de la Fm Caja/Guayabo en ubicaciones cercanas es mayor a los usados en los modelos propuestos, es posible erosionar hasta 2.000 m de la Fm Caja, puesto que se estaba modelando con espesores entre 300 y 1.670 m. Además, el hiato presente entre la Fm San Fernando y la Fm Diablo de 27,82 Ma hasta 23,03 Ma pudo corresponder a un evento erosivo que se observa en los datos de termocronología, permitiendo erosionar hasta 1.000 m de esta formación.

Figura 77

Ajuste termocronológico Modelo 4

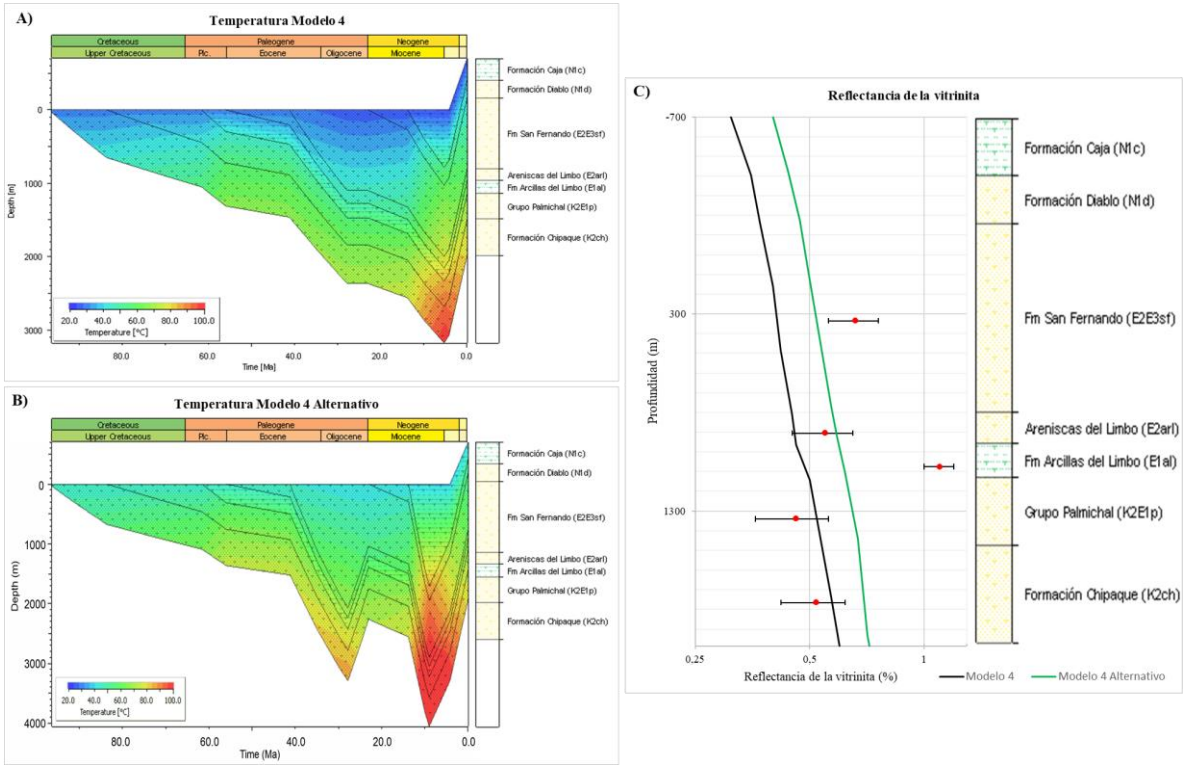


Nota: A) Termocronología propuesta del Modelo 4. B) Propuesta alternativa de termocronología del Modelo 4.

En el modelo alternativo se observa un mejor ajuste de la temperatura de la Formación Arcillas del Limbo/Cuervos. Este modelo se ajusta mejor porque muestra el posible evento de erosión a finales del Oligoceno (27,82 Ma), además, es un modelo menos restringido que presenta escenarios con mayor variabilidad que los anteriores. Adicionalmente, se muestra la comparación entre el modelo de subsidencia anterior (**Figura 78A**) y el modelo de subsidencia alternativo (**Figura 78B**) observándose los dos eventos erosivos, una mayor profundización de la cuenca y, por lo tanto, un aumento en la temperatura de las unidades más antiguas. Esto ocasiona que la reflectancia de la vitrinita (**Figura 78C**) alcance mayores valores, aumentando aproximadamente en un 1,3%, pero conservando un ajuste aceptable.

Figura 78

Comparación modelos de subsidencia, temperatura y reflectancia de la vitrinita: Modelo 4

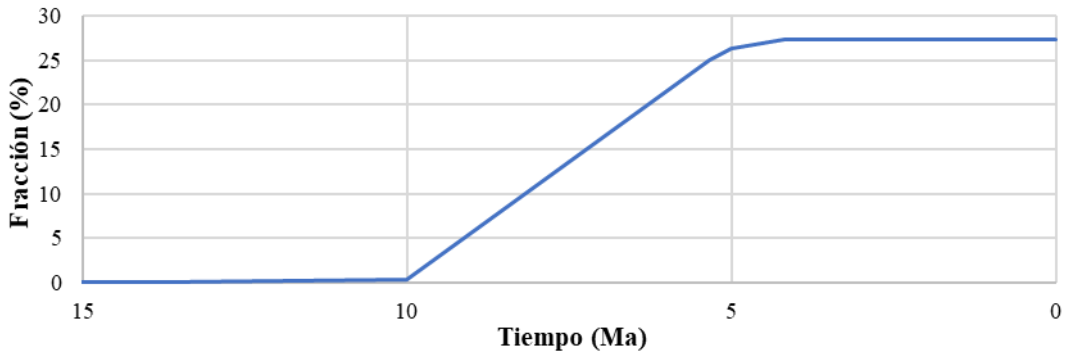


Nota: A) Modelo de subsidencia y temperatura del Modelo 4. B) Modelo de subsidencia y temperatura alternativo. C) La línea negra representa la R_o del Modelo 4 y la verde la Ro del modelo alternativo.

Finalizando el análisis del modelo alternativo, se realiza la gráfica de porcentaje de transformación (**Figura 79**). En ella se observa un aumento de este respecto a los modelos anteriores en los cuales los valores no sobrepasaban el 1%. Sin embargo, la Formación Chipaque entra en la fase principal de generación de petróleo con un porcentaje > al 25% en los últimos 6 Ma. Esto se debe al mayor espesor de sobrecarga de la Formación Guayabo, el cual produce un pico reciente (menor a 10 Ma) de generación de hidrocarburos en las unidades del Cretácico que localmente están inmaduras, pero que en algunas ubicaciones de la cuenca pueden haber alcanzado la madurez necesaria para generar hidrocarburos.

Figura 79

Porcentaje de transformación del Modelo 4



7. Discusión

Para el análisis de la evolución tectonoestratigráfica y su influencia en la evolución termal se obtiene una correlación estratigráfica para las diferentes planchas del área de estudio (**Figura 26**), esta permite unificar formaciones de acuerdo con su edad, litología y posición estratigráfica, proporcionando un mayor entendimiento de la distribución espacial de cualquier formación, su continuidad a lo largo de la CO y su variación litológica. Además, aporta información que permite realizar cartas estratigráficas de una forma más rápida y eficiente, puesto que una misma formación tiene hasta cinco nomenclaturas diferentes.

Se obtienen entonces tres secciones estratigráficas detalladas con muchos más rasgos que otras realizadas en la Cordillera Oriental (**Figura 28**, **Figura 29**, **Figura 30**), se adicionan los trazos de las fallas principales observando cómo delimitan los diferentes bloques tectónicos y se extienden hasta las litologías más jóvenes que también son afectadas por las fallas, además, se logra una mejor correlacionan de las litologías observando variaciones de espesor, continuidad lateral, discordancias y cambios litológicos no netos.

Las cartas estratigráficas muestran que durante el Paleozoico se depositan unidades sedimentarias que luego son afectadas por un evento igneometamórfico, desde el Triásico y Jurásico empiezan los eventos de rifting, y durante el Cretácico procesos extensionales amplían la cuenca desarrollando fallas normales, nuevas subcuencas y horsts (Macizo de Santander y Floresta). Estos últimos separaban las subcuencas de Tablazo y El Cocuy permitiendo la depositación hacia el oeste de la Falla de Boyacá y hacia el este de la Falla de Soápaga. Finalmente, la inversión tectónica del Neógeno causa el levantamiento de la CO que junto con los procesos erosivos contribuyen al depósito de unidades hacia el este de la CO.

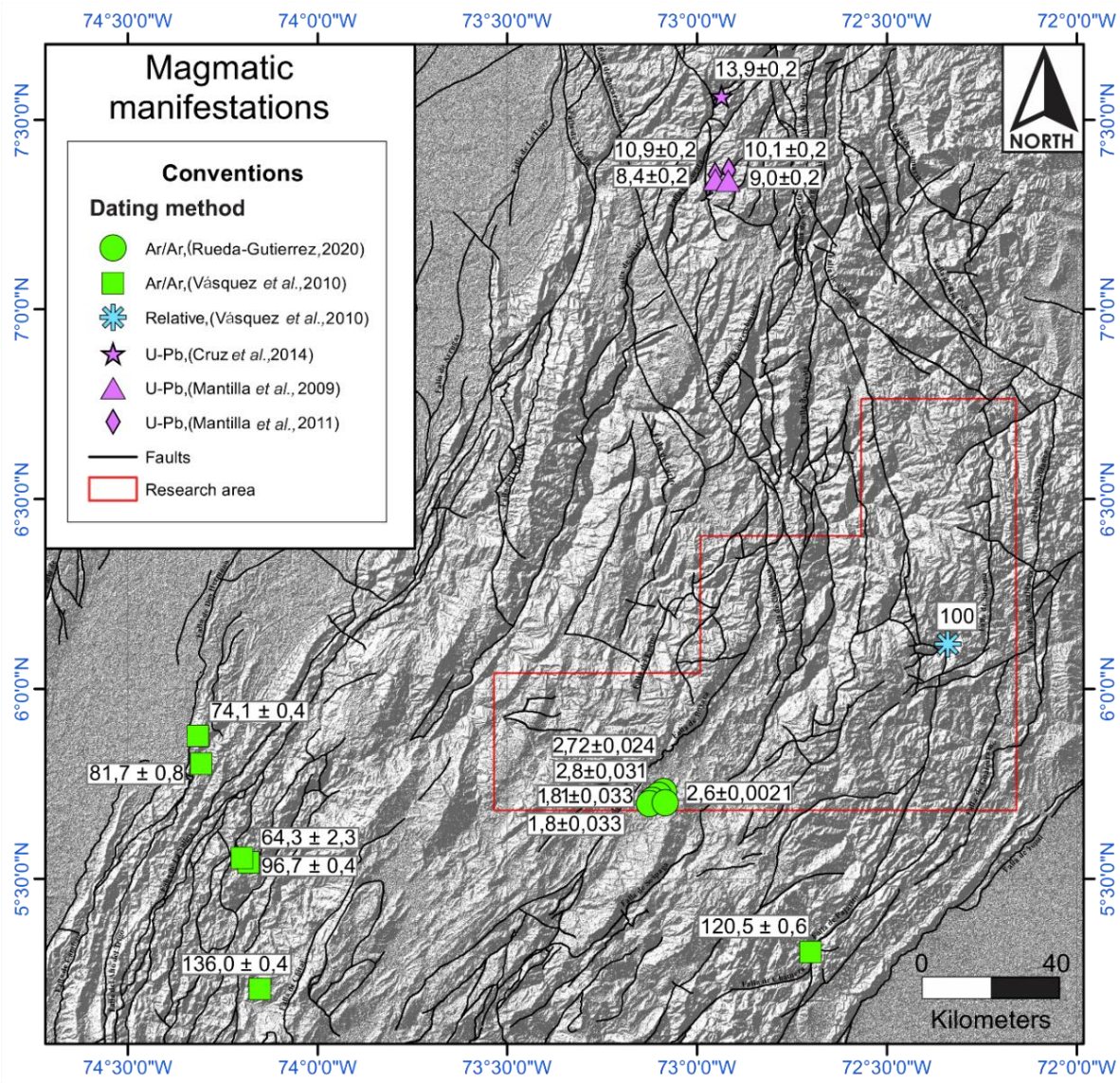
En cuanto a la influencia en la evolución termal de la cuenca, en las cartas estratigráficas, en los modelos de subsidencia y en las historias de flujo de calor se observa un amplio registro sedimentario y fallamiento que evidencian los procesos extensivos y, por lo tanto, un adelgazamiento en la corteza que favorece el aumento del flujo de calor.

Desde el punto de vista tectonoestratigráfico debido a esa extensión y a los eventos de subsidencia relacionados a esa extensión, se tiene que a mayores tasas de subsidencia la historial termal (historias de flujo de calor, t-T) alcanza valores más altos. Puesto que un mayor espesor de la columna sedimentaria causa que exista más carga de sedimentos, un aumento en la temperatura en el tiempo, más compactación y mayor presión litostatica. Por lo que las rocas que se encuentran a mayor profundidad van a tener una mayor madurez termal, y la materia orgánica en las rocas fuente va a transformase más fácilmente (dependiendo del tipo de roca y el tipo de MO). Además, los procesos tectónicos causan una erosión diferencial en la cordillera, cuyo espesor erosionado también pudo influir en el aumento de la temperatura y presión en las rocas más profundas.

Por otra parte, la evolución termal de la CO está afectada por eventos termales locales asociados a intrusiones, las cuales se muestran el mapa de manifestaciones magmáticas en la Cordillera Oriental (**Figura 80**), tanto en el área de estudio como en las zonas aledañas. Las manifestaciones magmáticas han sido reportadas por diferentes autores (Mantilla *et al.,* 2009, 2011; Vásquez *et al.,* 2010; Cruz *et al.,* 2014; Rueda-Gutiérrez, 2020), con edades entre el Plioceno y el Cretácico Inferior, utilizando diferentes métodos de datación (Ar/Ar y U/Pb).

Figura 80

Mapa de manifestaciones magmáticas en la Cordillera Oriental



En el mapa se observan manifestaciones en el Macizo de Santander (~10,5 Ma) y el área volcánica de Paipa (~2,3 Ma), las cuales pueden ser inferidas en el bloque de Floresta (Modelo 2, donde se localiza Paipa) y en el área de Capitanejo - Bucaramanga (Modelo 6) a partir de la calibración de datos de vitrinita.

De acuerdo con lo anterior, el modelamiento de subsidencia muestra una evolución termal mayor cuando el espesor de la columna sedimentaria es considerable, porque se tiene una mayor subsidencia y las rocas se calientan lo suficiente como para alcanzar una buena madurez termal. En cambio, la evolución termal es menor cuando el espesor de la columna sedimentaria y por lo tanto la subsidencia, disminuyen. También se presenta una mayor madurez termal en las rocas ubicadas en áreas con presencia de procesos magmáticos y volcánicos que contribuyen al aumento de la temperatura en la zona.

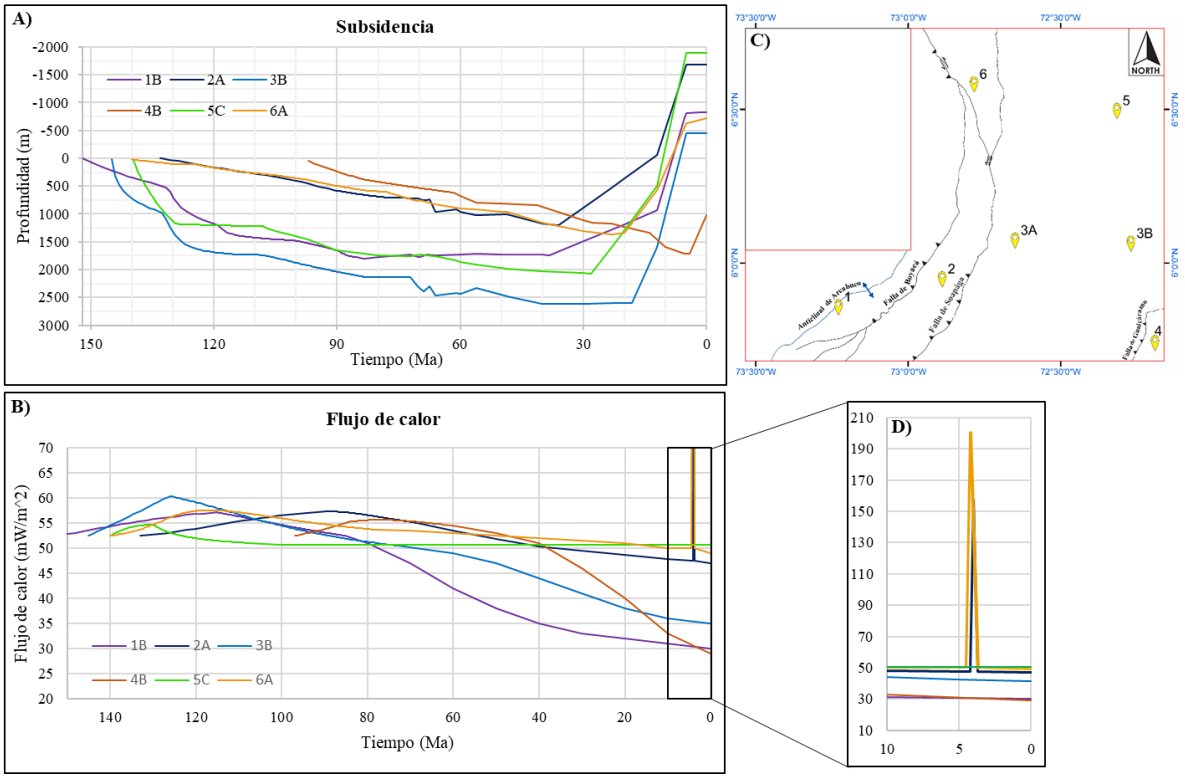
Partiendo de los datos y de la información recolectada, se postula una serie de posibles arreglos que sean coherentes con la base de datos y la evolución geológica registrada en la región, a partir de historias de tiempo-temperatura (modelos de subsidencia con paleotermometría y modelos de exhumación con termocronología) y de generación de hidrocarburos.

Al analizar los modelos de subsidencia y las historias del flujo de calor para cada bloque (**Figura 81**), se observa que en el área de estudio se tiene una subsidencia inicial asociada al periodo syn-rift en la que se presentan altos flujos de calor entre 152 y 84 Ma (diferente en cada bloque); y una subsidencia posterior prolongada asociada al periodo post-rift en la que el flujo de calor disminuye con el tiempo, y finaliza cuando los eventos compresivos causan el levantamiento de la cordillera. Evidenciado en la tendencia oeste-este del comienzo de la exhumación que inicia hace 38,3 Ma en el Bloque 1 (Arcabuco), y hace 4,2 Ma en el Bloque 4 (Borde Llanero), con una rápida exhumación en los últimos 12 Ma.

En los bloques de Arcabuco (Bloque 1), Soápaga – Guaicáramo (Bloque 3) y El Cocuy (Bloque 5) se presenta una mayor subsidencia y en los bloques de Floresta (Bloque 2), Borde Llanero (Bloque 4) y Capitanejo – Bucaramanga (Bloque 6) la subsidencia es menos pronunciada. En los modelos de Floresta (Modelo 2, donde se localiza el área de Paipa) y Capitanejo - Bucaramanga (Modelo 6) la evolución termal está afectada por eventos locales (Cruz *et al.*, 2014; Mantilla *et al.*, 2009, 2011; Rueda-Gutiérrez, 2020; Vásquez *et al.*, 2010), estos son los picos de flujo de calor que se observan en los últimos 10 Ma, inferidos a partir de la calibración con datos de vitrinita.

Figura 81

Compilación de curvas de subsidencia y flujo de calor



Nota: A) Historias de subsidencia con mejor ajuste con R_o de cada modelo. B) Flujo de calor con mejor ajuste de R_o para cada modelo. C) Localización de los modelos. D) Acercamiento al pico de calor reciente.

Los valores altos de R_o en El Cocuy (Modelo 5) podrían estar asociados a un evento termal similar al de Paipa (Siravo *et al*., 2018), por lo que se utiliza un flujo de calor igual al utilizado en los modelos de Paipa (110 mW/m^2 - 157 mW/m^2), intentando ajustar el modelo con los datos reportados de reflectancia de la vitrinita, pero este es insuficiente, entonces se emplean valores más altos (400 mW/m^2), sin lograr un ajuste con el perfil de vitrinita de la zona. También se prueba un flujo de calor de 200 mW/m^2 tomando como referencia las manifestaciones magmáticas del Cretácico Inferior (Vásquez *et al*., 2010), que tampoco se acercan a los datos de R_o, finalmente, el mejor ajuste que se observa en el perfil de vitrinita es a partir de un calentamiento por enterramiento.

Estos ajustes a partir del calentamiento por enterramiento (Modelos 5C, 5D y 5E) suponen que sobre las formaciones existió una depositación continua de sedimentos de edad más joven. La calibración muestra que para alcanzar la madurez de las rocas circundantes se produce una erosión entre 4.380 y 5.500 m de la Formación Concentración/Carbonera, de la cual no sé conoce su espesor total. Esta erosión está acorde con la estimación de la erosión acumulada (**Figura 46**) de Mora-Páez *et al*., (2019), y los eventos erosivos mencionados por Mora *et al*., (2008), de la cual no es posible determinar con certeza cuánto espesor de la unidad más reciente se ha erosionado ni cuanto pudo afectar a las diferentes unidades (más antiguas) a lo largo del tiempo.

De lo que si se tiene certeza es que la Formación Carbonera en El Cocuy tiene un espesor de 315 m el cual difiere de su equivalente, la Formación Concentración, en el área de Floresta y Soápaga – Guaicáramo que tiene espesores entre 1.368 y 1.554 m; y de su equivalente, la Formación San Fernando, en el Borde Llanero con hasta 1.000 m de espesor; lo cual indica que si es posible erosionar esta unidad.

Como lo evidencia la geología actualmente, la zona de El Cocuy es una de las zonas que más ha presentado procesos de erosión por ser la parte más elevada de la CO, siendo anteriormente una de las partes más profundas (Subcuenca El Cocuy). En algunas áreas afloran unidades del Cretáceo Inferior por lo que se ha erosionado la secuencia del Cretácico Superior – Paleógeno y se tienen los mayores valores de reflectancia de la vitrinita.

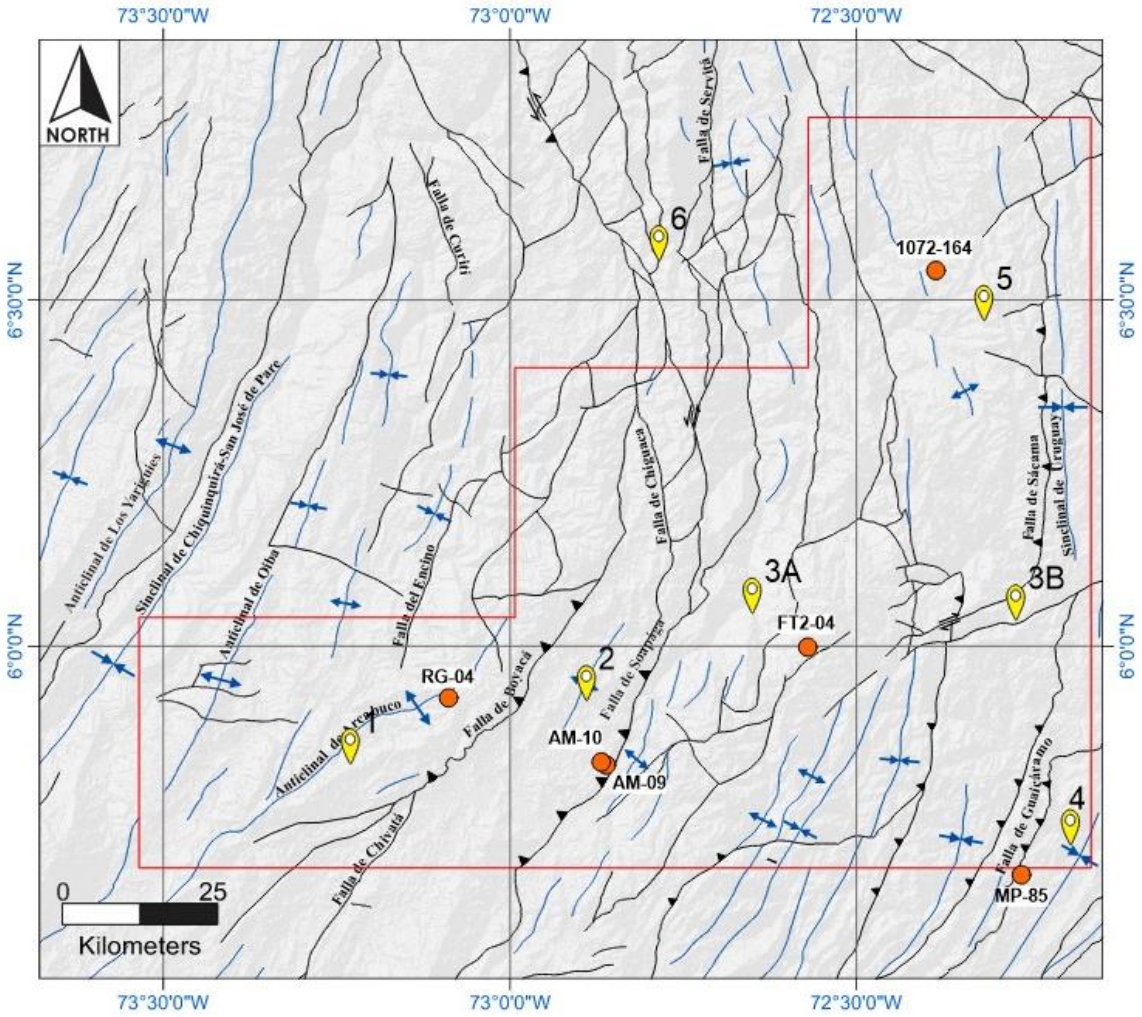
Por su parte, el análisis termocronológico indica que los modelos tienen mayor certeza a partir de las edades medidas (AFT, Z-He), es decir, durante la exhumación, como lo refleja la disminución del ancho de la zona de historias en cada modelo, pero antes de esas edades la incertidumbre aumenta, porque el modelamiento crea trayectorias dentro de unas cajas probables, haciendo una extrapolación de los datos de termocronología y R_o. En general en los modelos las rocas sufren un proceso de calentamiento relacionado con la continua depositación de las unidades sedimentarias y la profundización de la cuenca durante el periodo de extensión en el Cretácico; posteriormente las trayectorias se empiezan a enfriar mostrando una exhumación a partir de 40 Ma, relacionada con el levantamiento de los bloques tectónicos debido a la inversión de la cuenca, y una rápida exhumación a partir de 12 Ma que coincide con el evento de la Orogenia Andina.

Cabe resaltar que los diagramas t-T de los modelos de subsidencia no se ajustan a las trayectorias termocronológicas en el momento de la exhumación. Esto puede ocurrir por dos factores, primero porque algunas muestras de termocronología corresponden a unidades más antiguas que las unidades de los modelos de subsidencia (Modelo 1 y 2), y segundo porque la posición tectónica (**Figura 82**) y estratigráfica de las mediciones utilizadas corresponden a muestras superficiales donde afloran esas unidades, mientras que las trayectorias t-T de los modelos de subsidencia de las unidades equivalentes son modeladas en un pseudopozo.

Estos pseudopozos tienen la secuencia estratigráfica completa encima (es decir, la formación analizada se encuentra en profundidad), por lo que no se puede lograr una comparación directa entre los dos tipos de trayectorias. Se observa entonces que las trayectorias se ajustan en la subsidencia, pero no en la exhumación, excepto en el Modelo 5 (El Cocuy) y el Modelo alternativo 4 (Borde Llanero), en los cuales las historias de exhumación tienen un mejor ajuste con las trayectorias t-T de los modelos de subsidencia.

Figura 82

Ubicación de los modelos de subsidencia y mediciones termocronológicas



Nota: Los puntos naranjados corresponden a la ubicación de las muestras termocronológicas y los símbolos amarillos representan la localización de los pseudopozos de los modelos de subsidencia.

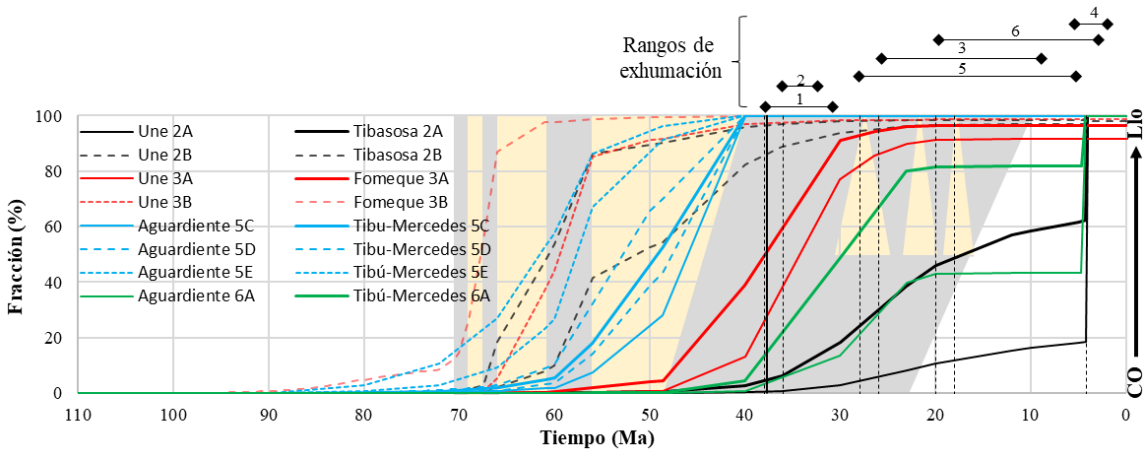
Otro aspecto importante a resaltar es que a partir de los datos disponibles para los modelos termocronológicos, no es posible determinar la edad exacta del levantamiento de cada bloque tectónico, puesto que en la zona se pueden tener edades anteriores de exhumación que no están registradas en las muestras o que pudieron haberse borrado; por ejemplo, en El Cocuy (Modelo 5) las edades reseteadas de la Fm Aguardiente están alrededor de 11,95 Ma, por lo que se puede inferir que el inicio de la exhumación es anterior a esa edad. Se puede restringir el inicio de la exhumación en esta región entre 28,1 y 11,95 Ma, de acuerdo con lo reportado por las edades de U–Th/He de Siravo *et al*., (2018), que son consistentes con los resultados de Ramírez-Arias *et al*., (2012), en un bloque estructural equivalente hacia el sur (área de Los Yopos), donde la exhumación empieza hace ~30 Ma.

Luego de tener calibradas las historias tiempo-temperatura se establecen las historias de transformación, generación y expulsión de hidrocarburos para las rocas fuente de la zona estudiada, analizando aquellas con mejores características. A partir de los modelos que presentan una mejor historia de transformación, se realizan dos graficas que condensan la información y permiten entender lo ocurrido durante el Cretácico Inferior (**Figura 83**), y Superior (**Figura 84**), en cuanto a este proceso.

Los porcentajes de transformación del Boque 1 de Arcabuco y el Bloque 4 del Borde Llanero no son satisfactorias, no muestran resultados favorables para la producción de hidrocarburos, sin embargo, indican que las rocas fuente en estas zonas se encuentran inmaduras termalmente y son muy pobres en términos de generación y expulsión de petróleo (transformación <1%), por lo que no se tienen en cuenta en el siguiente análisis, pero se decide añadir la curva de transformación del modelo alternativo del Bloque 4, que muestra un mejor resultado de %Tr de la Fm Chipaque en esta zona.

Figura 83

Porcentaje de transformación del Cretácico Inferior



Nota: Las líneas continuas representan las mejores tasas de transformación de cada formación en cada modelo, los polígonos grises representan la depositación de las rocas sello, los polígonos amarillos la depositación de las rocas reservorio, la línea vertical negra el momento de la formación de las trampas estructurales, las líneas negras verticales puenteadas representa el inicio de la exhumación de los bloques (Arcabuco - 1, Floresta - 2, El Cocuy - 5, Soápaga – Guaicáramo - 3, Capitanejo – Bucaramanga - 6 y el Borde Llanero - 4) y las líneas superiores indican el periodo de exhumación de cada bloque. El borde superior representa la cuenca Llanos (Llo) y el borde inferior la cuenca de la Cordillera Oriental (CO).

A partir de los modelos que presentan una mejor historia de transformación se puede observar que en el Cretácico Inferior las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente en El Cocuy (Modelo 5), muestran un único pulso de generación de hidrocarburos a finales del Cretácico Superior e inicios del Paleoceno (entre 70 y 60 Ma), alcanzando un porcentaje de transformación del 100% alrededor de los 40 Ma (Eoceno). Esto puede ocurrir debido a que los modelos suponen una columna sedimentaria mayor a 9 km de espesor, esta carga litostática causa un aumento en la temperatura, presión y en el gradiente térmico, por lo tanto, el contenido de materia orgánica de las rocas se transforma en hidrocarburo de forma más rápida y fácil, ocasionando que las rocas actualmente se encuentren sobremaduras.

Posteriormente, a los 60 Ma durante el Paleoceno, se observa el inicio de un pulso de transformación en Soápaga – Guaicáramo (Modelo 3) para las formaciones Fómeque y Une; a partir de 48,6 Ma hasta 23 Ma, los porcentajes de transformación muestran una expulsión rápida de hidrocarburos al sistema debido a la paulatina depositación de más de 1.300 m de espesor de la Formación Concentración; luego de 23 Ma no se genera depositación en la cuenca e inician los procesos erosivos, por lo que los porcentajes de transformación se mantienen casi constantes. Las formaciones Fómeque y Une han generado la mayor cantidad de hidrocarburos con %Tr de 96,57 y 91,56 respectivamente, y tienen su momento de mayor aporte al sistema durante el Eoceno a los 37,81 Ma (Fm Fómeque) y 34,16 Ma (Fm Une). Los resultados muestran que La Fm Une, aunque es una unidad arenosa, localmente posee niveles lodosos ricos en materia orgánica que pueden ser de interés como roca generadora.

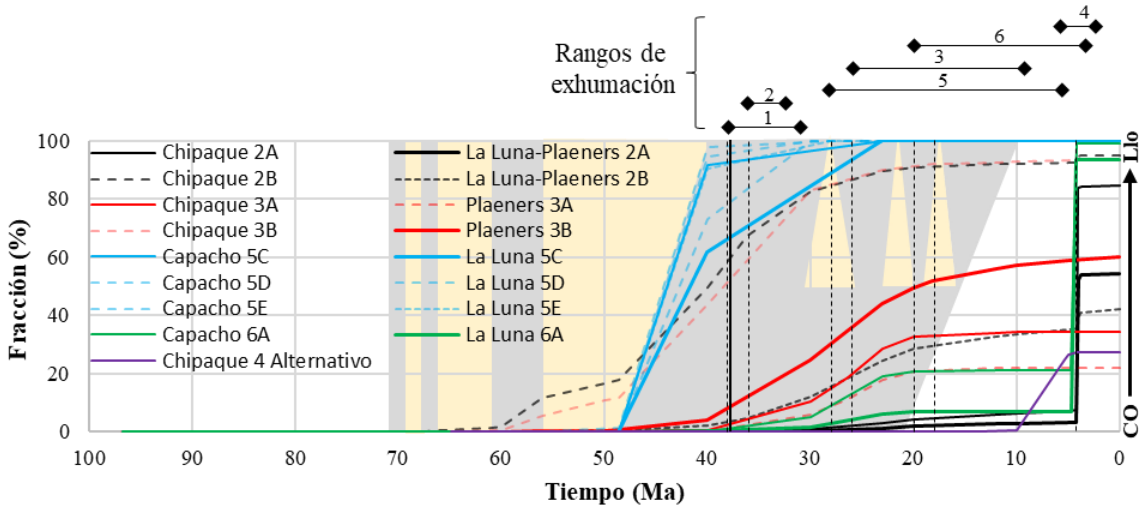
Luego, entre 50 y 40 Ma empieza otro pulso de transformación en el área de Capitanejo – Bucaramanga (Modelo 6) y Floresta (Modelo 2). En Capitanejo – Bucaramanga se observa primero un pulso de transformación que va desde el Eoceno (47,7 Ma) hasta inicios del Mioceno (23,03 Ma), luego un periodo de no depositación en el que los porcentajes de transformación se mantienen relativamente constantes y, finalmente, un segundo pulso durante el Plioceno hacia los principales reservorios de la cuenca debido a un pico en el flujo de calor a los 4,2 Ma de 200 mW/m^2.

Durante el primer evento de expulsión, la Formación Tibú-Mercedes es la formación con el mayor aporte de hidrocarburos al sistema petrolífero, presentando un %Tr = 79,93 (alcanzando el punto crítico en 29,6 Ma durante el Oligoceno), seguida por la Formación Aguardiente con un %Tr = 39,88. Después de 4,2 Ma debido al flujo de calor las formaciones Tibú-Mercedes y Aguardiente contarían con un %Tr = 100.

En cuanto a la zona de Floresta, se presentan dos pulsos de transformación, el primero con un aporte de hidrocarburos al sistema de forma progresiva entre 45 Ma y 4Ma; en este periodo la Formación Tibasosa presenta una %Tr = 62,37 y la Formación Une de 18,64%. El segundo pulso se da a los 4 Ma debido a un pico en el flujo de calor de 157 mW/m^2 que calienta el sistema provocando un aumento rápido en la madurez de las rocas, la Formación Tibasosa alcanza un porcentaje de transformación de 99,98%, la Formación Une de 96,36%.

Figura 84

Porcentaje de transformación del Cretácico Superior



Nota: Las líneas continuas representan las mejores tasas de transformación de cada formación en cada modelo, los polígonos grises representan la depositación de las rocas sello, los polígonos amarillos la depositación de las rocas reservorio, la línea vertical negra el momento de la formación de las trampas estructurales, las líneas negras verticales puenteadas representa el inicio de la exhumación de los bloques (Arcabuco - 1, Floresta - 2, El Cocuy - 5, Soápaga – Guaicáramo - 3, Capitanejo – Bucaramanga - 6 y el Borde Llanero - 4) y las líneas superiores indican el periodo de exhumación de cada bloque. El borde superior representa la cuenca Llanos (Llo) y el borde inferior la cuenca de la Cordillera Oriental (CO).

De acuerdo con los modelos que presentan una mejor historia de transformación se tiene para el Cretácico Superior, en orden cronológico, que en El Cocuy (Modelo 5), los porcentajes de transformación muestran un único pulso de generación de hidrocarburos a partir de 50 Ma (Eoceno), en el que las formaciones Capacho y La Luna alcanzan un %Tr = 100 a los 23,03 Ma a finales del Oligoceno - inicios del Mioceno.

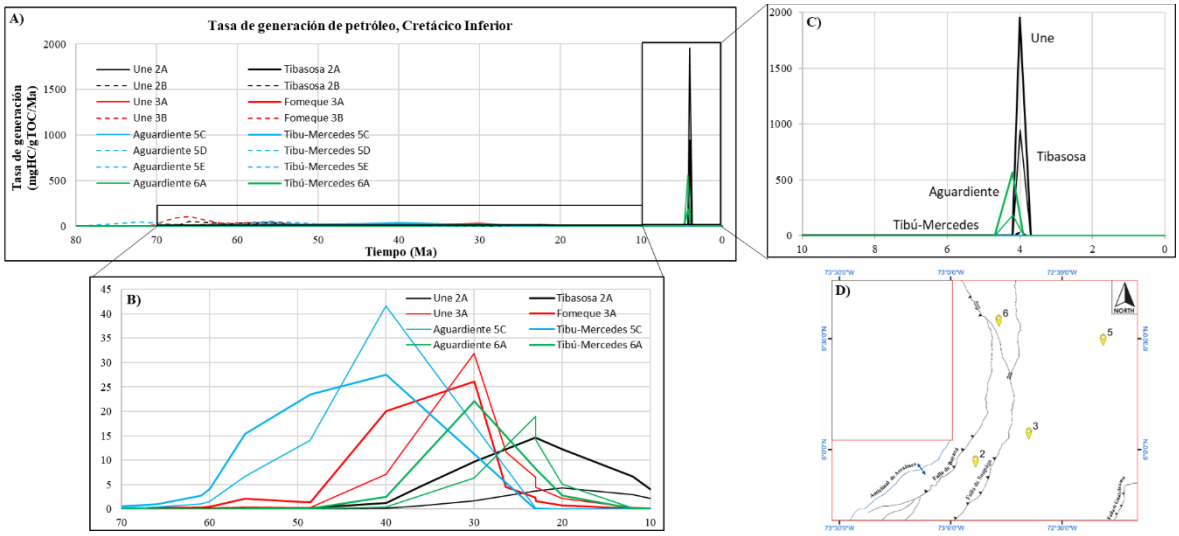
En Soápaga – Guaicáramo (Modelo 3) la Formación Chipaque tiene una generación progresiva de hidrocarburos entre 50 Ma y 23,03 Ma, luego el %Tr se mantiene casi constante hasta alcanzar un valor actual de %Tr es de 34,35. Por su parte, la Formación Plaeners muestra un pulso paulatino de %Tr, alcanza su momento de mayor aporte de hidrocarburos al sistema hace 19,33 Ma a comienzos del Mioceno, presentando actualmente un porcentaje de transformación del kerógeno de 60,1%, y se encuentra en el límite entre la fase tardía de generación de petróleo y el inicio de la ventana de generación de gas.

Se observa en Capitanejo – Bucaramanga (Modelo 6), el inicio de la transformación del kerógeno en hidrocarburos entre 47,7 Ma hasta 23,03 Ma; la Formación Capacho y La Luna alcanzan un %Tr de 18,93 y 5,96 respectivamente, luego no hay transformación hasta la aparición del evento termal a los 4,2 Ma, donde la Formación Capacho logra un %Tr = 99,02 y la Formación La Luna un %Tr = 93,47. En el área de Floresta (Modelo 2) se tiene una transformación con porcentajes >10% para ambas rocas fuente, la Formación Chipaque de 8,18% y la Formación La Luna-Plaeners de 3,64%, pero luego del evento termal la Formación Chipaque alcanza un %Tr de 85 y la Formación La Luna-Plaeners un %Tr actual de 54,09. Por último, en el Borde Llanero (Modelo alternativo 4) la Fm Chipaque inicia su proceso de transformación en 10 Ma alcanzando un % Tr de hasta 27,39%.

Adicionalmente, se realizan las gráficas de tasa de generación y expulsión de petróleo para el Cretácico Superior e Inferior de cada bloque (**Figura 85**, **Figura 86**, **Figura 87** y **Figura 88**), seleccionando las formaciones con mejores resultados en cada modelo.

Figura 85

Tasa de generación de petróleo del Cretácico Inferior

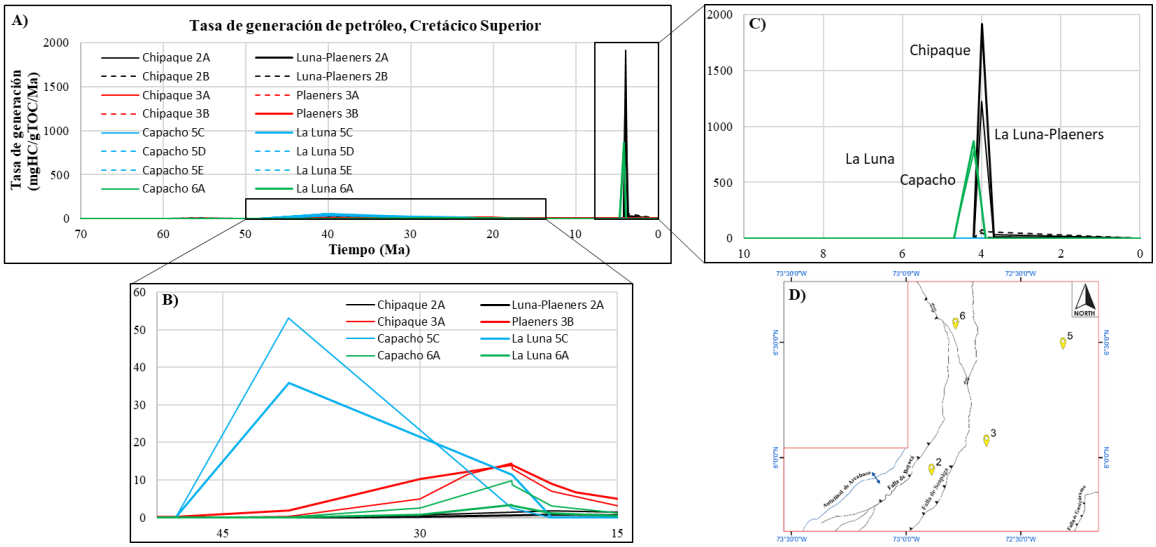


Nota: A) Las lineas continuas son las mejores historias de generación de cada formación por modelo. B) Generacón entre 70 y 10 Ma. C. Generación en los últimos 10 Ma. D) Localización de los modelos.

Durante Cretácico Inferior (**Figura 85**), se presentan tasas de generación de hidrocarburo <45 mgHC/gTOC/Ma durante largos periodos de tiempo para las formaciones Une/Aguardiente y Tibasosa/Fómeque/Tibú Mercedes. En El Cocuy (Modelo 5), la generación es <41,5 mgHC/gTOC/Ma entre 60 y 25 Ma; en el área de Soápaga – Guaicáramo (Modelo 3), la generación es <31,9 mgHC/gTOC/Ma entre 47 y 15 Ma; en Capitanejo – Bucaramanga (Modelo 6), la generación es <22 mgHC/gTOC/Ma entre 47 y 13 Ma; y para el área de Floresta (Modelo 2), la generación es <14,1 mgHC/gTOC/Ma entre 40 y 7 Ma. Estas tasas son menores en comparación al pico de generación presentado alrededor de 4 Ma debido a eventos termales; para Floresta las tasas de generación alcanzan hasta 1.956,4 mgHC/gTOC/Ma y para Capitanejo – Bucaramanga hasta 567,6 mgHC/gTOC/Ma.

Figura 86

Tasa de generación de petróleo, Cretácico Superior

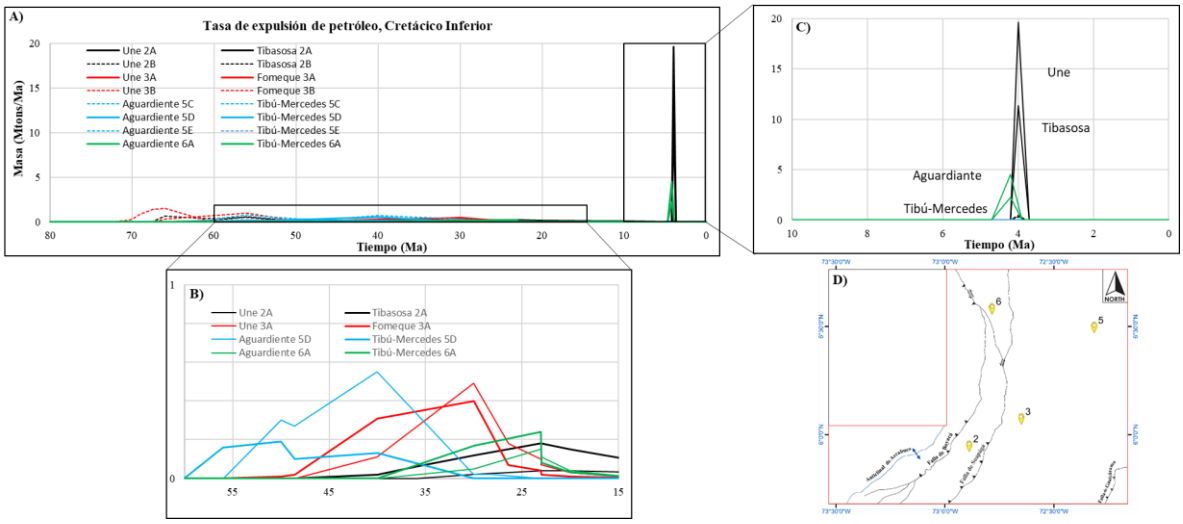


Nota: A) Historias de generación, las líneas continuas son las mejores historias de cada formación por modelo. B) Acercamiento a la generacón entre 50 y 15 Ma. C. Acercamiento a la generación en los últimos 10 Ma. D) Localización de los modelos.

Durante Cretácico Superior (**Figura 86**), se presentan tasas de generación de hidrocarburo <55 mgHC/gTOC/Ma durante largos periodos de tiempo para las formaciones La Luna/ Plaeners y Chipaque/Capacho. En El Cocuy (Modelo 5), la generación es <53,15 mgHC/gTOC/Ma entre 48 y 20 Ma; en el área de Soápaga – Guaicáramo (Modelo 3), la generación es <14,4 mgHC/gTOC/Ma entre 50 y 10 Ma; en Capitanejo – Bucaramanga (Modelo 6), la generación es <10 mgHC/gTOC/Ma entre 40 y 13 Ma; y para el área de Floresta (Modelo 2), la generación es <2 mgHC/gTOC/Ma entre 30 y 15 Ma. Al igual que la gráfica anterior, estas tasas son menores en comparación al pico de generación presentado alrededor de 4 Ma, en el que las tasas de generación para Floresta alcanzan hasta 1.915,4 mgHC/gTOC/Ma y en Capitanejo – Bucaramanga hasta 867,8 mgHC/gTOC/Ma. Adicionalmente, en el Borde Llanero (Modelo alternativo 4) la generación alcanza un valor menor a 4,22 mgHC/gTOC/Ma.

Figura 87

Tasa de expulsión de petróleo del Cretácico Inferior

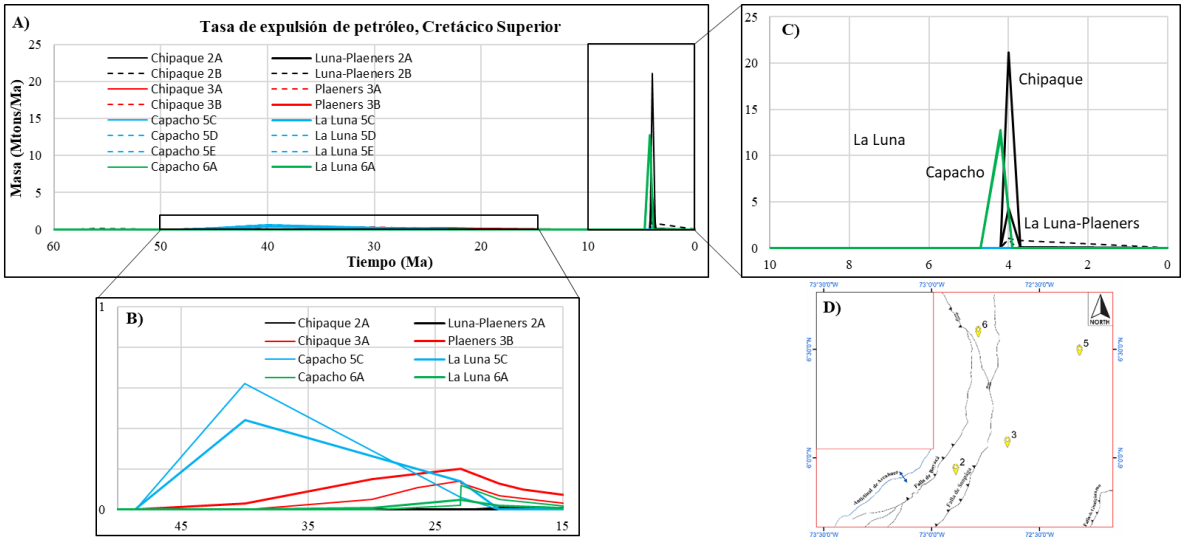


Nota: A) Historias de expulsión, las líneas continuas son las mejores historias de cada formación por modelo. B) Acercamiento a la expulsión entre 60 y 15 Ma. C. Acercamiento a la expulsión en los últimos 10 Ma. D) Localización de los modelos.

Durante Cretácico Inferior (**Figura 87**), se presentan tasas de expulsión de hidrocarburo <0,6 Mtons/Ma durante largos periodos de tiempo para las formaciones Une/Aguardiente y Tibasosa/Fómeque/Tibú Mercedes. En El Cocuy (Modelo 5), la expulsión es <0,55 Mtons/Ma entre 60 y 30 Ma; en el área de Soápaga – Guaicáramo (Modelo 3), la expulsión es <0,49 Mtons/Ma entre 48,6 y 20 Ma; en Capitanejo – Bucaramanga (Modelo 6), la expulsión es <0,24 Mtons/Ma entre 40 y 12 Ma; y para el área de Floresta (Modelo 2), la expulsión es <0,18 Mtons/Ma entre 40 y 10 Ma. Estas tasas son menores en comparación al pico de generación presentado alrededor de 4 Ma, en el que las tasas de generación para Floresta alcanzan hasta 19,63 Mtons/Ma y en Capitanejo – Bucaramanga hasta 4,5 Mtons/Ma.

Figura 88

Tasa de expulsión de petróleo del Cretácico Superior



Nota: A) Historias de expulsión, las líneas continuas son las mejores historias de cada formación por modelo. B) Acercamiento a la expulsión entre 60 y 15 Ma. C. Acercamiento a la expulsión en los últimos 10 Ma. D) Localización de los modelos.

Durante Cretácico Superior (**Figura 88**), se presentan tasas de expulsión de hidrocarburo <0,62 Mtons/Ma durante largos periodos de tiempo para las formaciones Une/Aguardiente y Tibasosa/Fómeque/Tibú Mercedes. En El Cocuy (Modelo 5), la expulsión es <0,62 Mtons/Ma entre 48 y 20 Ma; en el área de Soápaga – Guaicáramo (Modelo 3), la expulsión es <0,2 Mtons/Ma entre 47 y 15 Ma; en Capitanejo – Bucaramanga (Modelo 6), la expulsión es <0,05 Mtons/Ma entre 46 y 12 Ma; y para el área de Floresta (Modelo 2), la expulsión es <0,02 Mtons/Ma entre 40 y 12 Ma. Estas tasas son menores en comparación al pico de expulsión presentado alrededor de 4 Ma, en el que las tasas de expulsión para Floresta alcanzan hasta 21,14 Mtons/Ma y en Capitanejo – Bucaramanga hasta 12,07 Mtons/Ma. Adicionalmente, en el Borde Llanero (Modelo alternativo 4) la expulsión alcanza un valor menor a 0,05 Mtons/Ma.

Respecto a la producción de hidrocarburos en la CO antes de la formación de las trampas estructurales, se tiene que los porcentajes de transformación de kerógeno a hidrocarburo en los modelos del bloque de El Cocuy en general alcanzan su totalidad, con una generación y expulsión de hasta 53,15 mgHC/gTOC/Ma y 0,62 Mtons/Ma respectivamente. En el bloque de Soápaga – Guaicaramo la Formación Une alcanza una transformación de ~40%, una generación de hasta ~12 mgHC/gTOC/Ma y una expulsión de hasta ~0,15 Mtons/Ma; y la Fm Fómeque un %Tr de ~50, una generación de hasta ~23 mgHC/gTOC/Ma y una expulsión de hasta ~0,35 Mtons/Ma. Por lo tanto, los hidrocarburos generados antes de 37 Ma (formación de las trampas) pudieron migrar hacia los piedemontes de la cordillera (migración secundaria), en especial hacia la cuenca de Llanos.

Para que este primer pulso de generación antes de 37 Ma en la zona de El Cocuy y Soápaga – Guaicaramo se conserve en la cuenca, los hidrocarburos deben generarse después de la depositación de los reservorios, es decir, después de 67,5 Ma (Fm Arenisca Tierna), después de 66 Ma (Fm Areniscas de Socha), y después de 48,6 Ma (Fm Picacho); y después de depositarse los sellos que evitan que el hidrocarburo escape; así el hidrocarburo puede quedar atrapado en una trampa estratigráfica. Esto significa que para ese entonces las rocas se saturaron con esos hidrocarburos y, posteriormente, los eventos compresivos y el levantamiento de la cordillera generaron estructuras propicias para acumular hidrocarburos (migración secundaría), hacia las cuales el hidrocarburo puede migrar.

Después de 37 Ma cuando se han depositado los reservorios y sellos, y se han formado las trampas estructurales, es más probable que los hidrocarburos generados se conserven dentro del sistema petrolífero, como lo indican los modelos de Floresta (Modelo 2), Soápaga-Guaicaramo (Modelo 3) y Capitanejo-Bucaramanga (Modelo 6).

Lo anterior se sustenta en que, de acuerdo con Rangel *et al*., (2017), en la Cordillera Oriental se tienen dos familias de crudos; la primera es de ambiente de plataforma marina de edad cretácica en el área axial de la Cordillera Oriental, donde las formaciones Chipaque y La Luna exhiben buenas condiciones de roca generadora; y la segunda familia es de ambiente marino proximal de edad cenozoica en el Piedemonte Llanero. Además, en la CO se observan efectos de biodegradación y procesos de mezcla o refrescamiento en diferentes áreas que indican diversos eventos migratorios, más notables cerca al piedemonte oriental.

Según Rangel *et al*., (2017), los crudos del piedemonte oriental de la CO también parecen derivarse principalmente de rocas generadoras del Cretácico, con alguna mezcla de crudos derivados de unidades del Cenozoico. Lo cual es afirmado por la UPME, (2018), que menciona que en la cuenca Llanos existen dos tipos de crudos, los cuales presentan mezcla de por lo menos dos pulsos de carga. Un tipo de crudo fue generado por rocas de ambiente marino que podrían estar relacionadas con la Formación Chipaque de la CO; y un segundo tipo de crudo que está constituido en mayor proporción por un pulso de crudo cretácico de ambiente marino proximal, con mezcla en menor proporción de un pulso cenozoico originado posiblemente de las formaciones Los Cuervos y Mirador. Lo cual significa que parte del crudo en el piedemonte oriental y en la cuenca Llanos proviene de pulsos de generación en la CO, como lo sugieren las historias de generación en este proyecto, y como lo indican Barrero *et al*., (2007) y Cediel (2011).

En cuanto a las rocas fuente del Cretácico Inferior, después de la formación de las trampas estructurales, la Formación Une/Aguardiente se transforma un total de 62,56% en Soápaga-Guaicáramo y 96% en Capitanejo-Bucaramanga, e inicia su proceso de transformación en Floresta hasta casi 100%, con una generación de hasta 31,9 mgHC/gTOC/Ma y una expulsión de hasta 0,49 Mtons/Ma.

La Formación Fómeque/Tibasosa/Tibú-Mercedes se transforma durante el periodo posterior de la formación de las trampas un total de 95% en Floresta, 44,57% en Soápaga – Guaicáramo y 85% en Capitanejo – Bucaramanga, con una generación de hasta 26,09 mgHC/gTOC/Ma y una expulsión de hasta 0,4 Mtons/Ma.

Por su parte, para las rocas fuente del Cretácico Superior, después de la formación de las trampas estructurales las formaciones Chipaque/Capacho y La Luna/Plaeners inician su proceso de transformación, generación y expulsión de hidrocarburos, cronológicamente en el área de Soápaga Guaicaramo, luego en Capitanejo – Bucaramanga, Floresta y, finalmente solo la Fm Chipaque en el Borde Llanero, con porcentajes de transformación entre 27,39 y 99%, generaciones de hasta 14,4 mgHC/gTOC/Ma y expulsiones de hasta 0,2 Mtons/Ma.

Finalmente, se resalta que después de 4,2 Ma debido al alto flujo de calor se calienta el sistema, provocando un aumento rápido en la madurez de las rocas y acelerando la transformación, generación y expulsión. Por lo que en Capitanejo – Bucaramanga (Modelo 6), las formaciones presentan porcentajes de transformación mayores al 93%; la Fm Aguardiente y la Fm Tibú-Mercedes pasan de un %Tr de ~43 y ~82% respectivamente, a 100%; la Fm Capacho pasa de 20% a 99,02% y; la Fm La Luna de un %Tr<10 a 93,47%. Por último, en Floresta (Modelo 2), las formaciones presentan porcentajes de transformación mayores al 54%; la Fm Une y la Fm Tibasosa pasan de ~20 y ~57%Tr respectivamente, a casi 100%; la Fm Chipaque pasa de 8,18% a 85% y; la Fm La Luna de 3,64% a 54,09%.

8. Conclusiones

En este trabajo se han propuesto escenarios plausibles para la historia termal de la zona central de la Cordillera Oriental entre las regiones de Paipa y la Sierra Nevada de El Cocuy (Colombia) a partir de datos termocronométricos y paleotermométricos, para lo cual, se dividió la zona en seis bloques, en los cuales se evaluaron escenarios usando espesores máximos y mínimos para la subsidencia, altos flujos de calor y espesor erosionado hasta alcanzar una calibración termal y establecer las historias de generación de hidrocarburos.

Usando la información recopilada, y en base a las curvas de subsidencia realizadas, se propuso una subsidencia continua de la columna sedimentaria, y una exhumación rápida definida por las recientes edades de trazas de fisión; la continua sedimentación genera mayor presión por carga litostática y, por lo tanto, un aumento en la subsidencia, profundidad, temperatura y madurez termal de las rocas fuente indicando que están directamente correlacionadas, además dentro de una región grande como la Cordillera Oriental, la historia termal y de exhumación difiere dependiendo del bloque tectónico que se esté analizando, y varían localmente dentro de un mismo bloque estructural dependiendo la posición estructural y estratigráfica de las formaciones de interés (en superficie o en profundidad).

La presencia de intrusiones como fuente de calor cercana, junto con el espesor de la columna sedimentaria tienen una incidencia en el flujo de calor de la zona, así como la misma formación de la cuenca debido al adelgazamiento litosférico por extensión, contribuyen a la explicación de la calibración necesaria para los distintos modelos en cuanto al ajuste de la reflectancia de la vitrinita, como se muestra en el Bloque de Floresta (Bloque 2) y Capitanejo – Bucaramanga (Bloque 6).

Al comparar las regiones de Paipa y El Cocuy se evaluaron los escenarios posibles para encontrar cual era el más acorde a la historia termal reportada en la región. En El Cocuy se descartó un evento termal reciente como en Paipa o uno en el Cretácico Inferior como lo muestran algunas áreas en la CO y se determinó que un calentamiento por enterramiento es el responsable de los altos valores de reflectancia de la vitrinita, los cuales indican que necesariamente tuvo que existir un fuerte proceso erosivo cuya estimación en este trabajo es cercana a los 5.500 metros. Este espesor faltante en la columna estratigráfica es evidente en la madurez termal (altos valores de R_o) alcanzada en la región de El Cocuy, pero no es posible determinar con exactitud el espesor erosionado de la unidad más reciente ni cuanto espesor se erosionó de cada una de las unidades más antiguas.

La generación y expulsión de hidrocarburos depende de la historia de temperatura y la transformación de la materia orgánica, en general durante el Cretácico Inferior y Superior las rocas fuente generan y expulsan hidrocarburos a tasas menores durante un rango amplio de tiempo, en comparación con las tasas locales de los modelos 2 (Floresta) y 6 (Capitanejo – Bucaramanga) que presentan pulsos altos de generación y expulsión en poco tiempo, asociados a eventos termales inferidos en el modelamiento y que se ajustan a la geología regional.

En la temporalidad del sistema petrolífero lo mejor es que la trampa esté formada antes de la generación de hidrocarburos, porque si la trampa se forma después no va a haber una acumulación significativa, pero si se tiene un evento de fallamiento y deformación como ocurre en la Cordillera Oriental, ese hidrocarburo puede migrar y formar acumulaciones en trampas estructurales (migración segundaría), como por ejemplo en el Piedemonte Llanero y la cuenca Llanos, en el que primero se tiene una carga de hidrocarburos de ambiente de plataforma marina más pesado que se biodegrada y después una migración de hidrocarburos más livianos provenientes de las formaciones cenozoicas que se acumulan en esas zonas más deformadas que mejoran la calidad de esa mezcla (refreshing), y esto debe ocurrir después de 37 Ma cuando las trampas se hayan formado.

La primera carga de hidrocarburos en el sistema es de origen carbonatico, que posiblemente proviene de la Fm La Luna y la Fm Chipaque que exhiben buenas condiciones de roca generadora hacia la zona axial de la Cordillera Oriental, sin embargo, la Fm La Luna se encuentra principalmente en la zona más occidental del área de estudio, y la Fm Chipaque no presenta litologías carbonáticas predominantes, mientras que otras formaciones del Cretácico Inferior como la Fm Fómeque y la Fm Tibasosa si presentan litologías carbonáticas, pero la temporalidad de la generación no es apropiada en la mayoría de los modelos. Asimismo, en las zonas cercanas al piedemonte oriental es posible que la Fm Fómeque tenga una generación de hidrocarburos reciente, según los resultados del Modelo 4 Alternativo, aunque en ese modelo no se incluyó porque no se encuentra aflorando.

Recomendaciones

Realizar análisis de núcleos de perforación en zonas estratégicas dentro de la Cordillera Oriental que permitan determinar un espesor más aproximado de las unidades del Cretácico y nuevos datos de reflectancia de la vitrinita en profundidad y datos termocronométricos, para finalmente hacer una comparación con las historias termales planteadas en este trabajo.

Realizar una cartografía detallada con el fin de delimitar zonas con posibles ocurrencias magmáticas que permitan un mejor entendimiento de la evolución termal de la Cordillera Oriental y estudiar mejor el efecto de estas manifestaciones magmáticas en las rocas.

Realizar estudios con técnicas geofísicas en la zona que permitan verificar o descartar alguna ocurrencia magmática, por ejemplo, empleando gravimetría.

Los modelos se respaldan en información estratigráfica, mediciones publicadas, valores teóricos, y estimaciones de acuerdo con el contexto geológico, son debatibles, por lo que variaciones en los resultados son probables en otros trabajos, además, la generación de hidrocarburos puede variar dependiendo de la cinética utilizada y en este trabajo no se tomó como una variable, para la simplificación de los modelos.

Referencias Bibliográficas

Aguilera, R., Sotelo, V., Burgos, C., Arce, C., Gómez, C., Mojica, J., Castillo, H., Jiménez, D., & Osorno, J. (2010). Organic Geochemistry Atlas of Colombia. Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). Earth Sciences Research Journal, 14(2). Este documento está disponible en: https://www.anh.gov.co/documents/14/Atlas_Geoquimico_2010.pdf

Al-Areeq, N. (2018). Petroleum Source Rocks Characterization and Hydrocarbon Generation. Recent Insights in Petroleum Science and Engineering. DOI:10.5772/intechopen.70092

Alfaro, C., Alvarado, I., Quintero, W., Vargas, C., y Briceño, L. (2009). Mapa preliminar de Gradientes Geotérmicos de Colombia. Proyecto Mapa Geotérmico de Colombia. Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS), y Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). Bogotá, Colombia

Allen, P. & Allen, J. (2013). Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment, 3rd Edition. Wiley-Blackwell, p 632. ISBN: 978-0-470-67377-5

Alvarado, B. & Sarmiento, R. (1944). Informe geológico sobre los yacimientos de hierro, carbón y caliza de la región de Paz de Río, Departamento de Boyacá. Serv. Geol. Nal., Informe 468, inéd., p 132. Bogotá

Angevine, C., Heller, P., & Paola, C. (1990). Quantitative Sedimentary Basin Modeling: American Association of Petroleum Geologists Short course. Note Series #32, p 247

ANH. (2012). Cuenca Llanos Orientales: Integración Geológica de la Digitalización y Análisis de Núcleos. Disponible en: https://www.anh.gov.co/documents/2669/5._Informe_Final_Llanos.pdf

Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C., & Martinez, J. (2007). Colombian Sedimentary Basins: nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos, Bogotá, Colombia. p 67-69

Barret, S. (1983). Paleogeographic implications of Devonian faunal distributions in the CircumCaribbean area. 10 Caribb. Geol. Conf. Abst., 23. Cartagena, Colombia

Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., …& Valencia, V. (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean–South American convergence in early Paleogene time. Geological Society, London, Special Publications, 377(1), p 285–314. DOI:10.1144/sp377.5

Bernet, M., Urueña, C., Amaya, S., & Peña, M. (2016). New thermo and geochronological constraints on the Pliocene-Pleistocene eruption history of the Paipa-Iza volcanic complex, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 327, p 299–309. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.08.013

Bessis, F. (1986). Some remarks on the study of subsidence of sedimentary basins Application to the Gulf of Lions margin (Western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology, 3(1), p 37–63. DOI:10.1016/0264-8172(86)90055-3

Botero, G. (1950). Reconocimiento geológico del área comprendida entre los municipios de Belén, Cerinza, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Depto. de Boyacá. Ingeominas, Informe 534; CEGOC, 8:244-311

Braun, J., Beek, P., & Batt, G. (2006). Frontmatter. In Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data. Cambridge: Cambridge University Press. p 270. DOI: 10.1017/CBO9780511616433

Bürgl, H. (1957). Bioestratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Inst. Geol. Nal., Bol. Geol., 5(2): p 113- 185. Bogotá

Bürgl, H. (1958). El Jurásico e Infracretácico del rìo Batá, Boyacá. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 1-6(1-3): p 169-211. Bogotá

Bürgl, H. (1959b). Fósiles infracretácicos de la Sierra Nevada del Cocuy recolectados por Th. van der Hammen, Serv. Geol. Nal., Inf.; p 3. Bogotá

Bürgl, H. (1961). Historia geológica de Colombia. Rev. Acad. Col. Cienc. Ex. Fis. Nat., 11(43): p 137-191. Bogotá

Burnham, A., & Sweeney, J. (1989). A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance, Geochimica et Cosmochimica Acta, Volume 53, Issue 10, 1989, p 2649-2657, ISSN 0016-7037, https://DOI.org/10.1016/0016-7037(89)90136-1

Busby, C. J., & Ingersoll, R., V. (1995). Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science Inc. https://books.google.com.co/books?id=A928uQAACAAJ

Cacace, M.: Stress and Strain modelling of the Central European Basin System, Ph. D. thesis, Freie836 Universität Berlin, Berlin, p 167, 2008

Caceres, C., Cediel, F., & Etayo, F. (1997). Distribución de facies sedimentarias y su marco tectónico durante el Fanerozoico en Colombia (Ingeominas, Ed.; N.o 1–17). https://catalogo.sgc.gov.co/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=46163%20thumbnail-shelfbrowser

Campbell, C. (1962). A Section through the Eastern Cordillera of Colombia between Bogotá and Villavicencio. Col. Soc. Petrol. Geol. Geophys., 4th Annual Field conference. Bogotá. p 29

Cediel, F. (1969). Geología del Macizo de Floresta. 1 Congr. Col. Geol., Mem.: p 17-29

Cediel, F., & Shaw, R. (2019). Geology and Tectonics of Northwestern South America: The Pacific-Caribbean-Andean Junction. Springer

Cediel, F., Shaw, R., & Caceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p 815–848

Cediel. F. (2011). Petroleum Geology of Colombia. Geology and Hydrocarbon Potential Eastern Cordillera Basin Vol. 7. ANH & University EAFIT, Department of Geology, Colombia

Chiarabba, C., De Gori, P., Faccenna, C., Speranza, F., Seccia, D., Dionicio, V., & Prieto, G. (2016). Subduction system and flat slab beneath the eastern Cordillera of Colombia. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 17, p 16–27. DOI: 10.1002/2015GC006048

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. & Rudkiewicz, J. (1990). Tectonic style and crustal structure of the eastern cordillera (Colombia) from a balanced cross-section, in J. Letouzey, ed., Petroleum and tectonics in mobile belts: proceedings of the 4th IFP Exploration and Production Research Conference., in Technip, E., ed.: Paris, p 81-100

Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. & Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia.: AAPG Bulletin, v. 79, p 1421-1443

Cortés, M., Colleta, B., & Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 21(4), p 437–465. DOI: 10.1016/j.jsames.2006.07.004

Cruz, N., Carrillo, J. y Mantilla, L. (2014). Consideraciones petrogenéticas y geocronología de las rocas ígneas porfiríticas aflorantes en la quebrada Ventanas (municipio Arboledas, Norte de Santander, Colombia): implicaciones metalogenéticas. Boletín de Geología, 36(1): p 103-118.

Dengo, C., & Covey, M. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. AAPG Bulletin, 77(8): p 1315-1337

Diaz, L. (2016). Evolución sedimentaria y estructural del Eoceno superior, Cordillera oriental de Colombia, Sur América [Ph.D. tesis]: Universitat de Barcelona, p 164-174. http://hdl.handle.net/2445/103167

Diederix, H., Audemard, F., Osorio, J., Montes, N., Velandia, F., y Moreno, J. (2006). Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. Revista de la Asociacion Geologica Argentina. 61. p 480-491

Dodson, M. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib Mineral Petrol 40: p 259-274

Donelick, R., O'Sullivan, P., & Ketcham, R. (2005). Apatite fission-track analysis. 843 Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58: p 49–94

Einsele, G. (1992). Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget. Springer-Verlag. Disponible en: https://books.google.com.co/books?id=2nG9QgAACAAJ

Enciso, J. (2015). Estudio de las propiedades de adsorción – Desorción de gases en los sistemas petroleros no convencionales en México y su aplicación al modelo cinético de generación de hidrocarburos. [Ph.D. thesis]: Nancy, Université de Lorraine. https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01754483/document

Espitalie, J., Laporte, L., Madec, M., Marquis, F., Leplate, P., Pault, J., & Boutefeu, A. (1977). Methode rapid de caracterisation des rocks meres, deleur potential petrolier et leurdegre devolution. Rev. Inst. Fr. Petrol. 32: p 23–42

Etayo, F., Renzoni, G. & Barrero, D. (1969). Contornos sucesivos del mar Cretácico en Colombia. Memoria Primer Congreso Colombiano de Geología, p 217-252. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

EXXON Petroleum Company. (1988). The EXXON 'global' sea-level curve; unpublished

Fabre, A, (1983). Geología de la Extremidad Sur de la Sierra Nevada de El Cocuy y los Alrededores de la Salina y Sacama, Plancha 153, Chita. Ministerio de Minas y Energía, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas. Bogotá, Colombia

Fabre, A. (1981). Geología Regional de la Sierra Nevada del Cocuy, Plancha 137, "El Cocuy". Ministerio de Minas y Energía, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas. Bogotá, Colombia.

Fabre, A. (1986). Geologie de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillère Orientale de Colombie). Tesis doctorado, Fac. Sciences, U. Genève. Genève

Fleischer, R., Price, P., & Walker, R. (1975). Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications. University of California Press, Berkeley

García-Delgado, H., Villamizar-Escalante, N., Bermúdez, M. A., Bernet, M., & Velandia, F. (2021). Climate or tectonics? What controls the spatial-temporal variations in erosion rates across the Eastern Cordillera of Colombia? Global and Planetary Change, 203. Disponible en: https://DOI.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103541

Gardner, R., & Finlayson, C. (2018). Perspectiva mundial sobre los humedales: Estado de los humedales del mundo y sus servicios a las personas. Gland (Suiza). Convención de RAMSAR sobre los Humedales. Secretaría de la Convención de Ramsar. Disponible en: https://www.ramsar.org/sites/default/files/documents/library/gwo_s.pdf

Gleadow, A., Duddy, I., & Lovering, J. (1983). Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. Australian Petroleum Production and Exploration Association Journal, 23, p 93–102

Gómez, J., Montes, N.E., Alcárcel, F.A. & Ceballos, J.A. (2015b). Catálogo de dataciones radiométricas de Colombia en ArcGIS y Google Earth. En: Gómez, J. & Almanza, M.F. (Editores), Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 33, p 63–419. Bogotá

Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, Á., & Diederix, H., compiladores. (2015a). Mapa Geológico de Colombia 2015. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá, Colombia

González, H., Duque, J., Rincón, J., Castro, W., Suárez, A, Peláez, C., Vélez, W., y Dávila, C. (2015b). Elaboración de la Cartografía Geológica de un Conjunto de Planchas a Escala 1:100 000, Ubicadas en cuatro Bloques del Territorio Nacional, Identificados Por El Servicio Geológico Colombiano, Plancha 173 – Támara. Consorcio GSG, (GEOMINAS-SERVIMINAS-GEMI). Servicio Geológico Colombiano. Medellín, Colombia

González, H., Duque, J., Rincon, J., Peláez, C., Suarez, A., Castro, W., y Vélez, W. (2015a). Elaboración de la Cartografía Geológica de un Conjunto de Planchas a Escala 1:100 000, Ubicadas en cuatro Bloques del Territorio Nacional, Identificados Por El Servicio Geológico Colombiano, Plancha 138 - Tame. Escala 1:100 000. Consorcio GSG, (GEOMINAS-SERVIMINAS-GEMI). Servicio Geológico Colombiano. Medellín, Colombia

Hallam, A., & Cohen, J. (1989). The case for sea-level change as a dominant causal factor in mass extinction of marine invertebrates [and discussion]. Philosophical Transactions of the Royal Society B (Biological sciences), London, 325: p 437-455

Hettner, A. (1892). Die Kordillere von Bogotá. Peterm. Mitt., Erg., 22(104): p 1- 131

Horton, B., Parra, M., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Torres, V., Stockli, D., & Strecker, M. (2010b). Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures: GSA Today, v. 20, p 4-9. DOI: 10.1130/GSATG76A.1

Horton, B., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. (2010a). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia.: Geol. Soc. Amer. Bull, v. 122, p 1423-1442. DOI: 10.1130/B30118.1

Hubach, E. (1931). Geología Petrolífera del Departamento de Norte de Santander. Serv. Geol. Nal., Informe 176, inédito, parte A, pp. 1-218; parte B, p 219-246; parte C (láminas), 26 lam. Bogotá

Hubach, E. (1945a). La Formación Cáqueza, región de Cáqueza (oriente de Cundinamarca). Comp. Est. Geol. Ofic. Col., Tomo 6, p 23-26, Bogotá

Hubach, E. (1945b). La región de Panga, al noreste de Choachí, Depto. Cundinamarca. CEGOC, 6: p 27-37. Bogotá

Hubach, E. (1957a). Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Inst. Geol. Nal., Bol. Geol., 5(2): p 93-112. Bogotá

Hubach, E. (1957b). Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. Inst. Geol. Nal., Informe 1212, p 166. Bogotá

Hunt J. (1995). Petroleum Geochemistry and Geology. 2nd ed. San Francisco: Freeman, p 617

Hunt, J. (1979). Petroleum geochemistry and geology: San Francisco, W. H, Freeman and Company, p 617

Hurford, A., & Carter, A. (1991). The role of fission track dating in discrimination of provenance. In: Developments in Sedimentary Provenance Studies. Morton AC, Todd SP, Haughton PDW (eds) Geol Soc Spec Pub 57: p 67-78

Immenhauser, A. (2009). Estimating palaeo-water depth from the physical rock record. Earth-Science Reviews, 96(1-2), p 107-139

International Committee for Coal and Organic Petrology (ICCP). (1998) The new vitrinite classification (ICCP System 1994). Fuel, 77, 5: p 349-358

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., & Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society of London, Vol. 147, p 1009–1022. DOI:10.1144/gsjgs.147.6.1009

Julivert, M. (1968). Lexique Stratigraphique International. Amerique Latine, Colombie (premiere partie) - Precambrien, Paleozoique, Mesozoique et intrusions d'age Mesozoique-Tertiaire. 5(4a): p 1-651. Centre Nat. Rech. Sci. Paris

Kammer, A., Piraquive, A., Gómez, C., Mora, A., & Velásquez, A. (2020). Structural styles of the Eastern Cordillera of Colombia. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (editors), The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, p 41. Bogotá. https://DOI.org/10.32685/pub.esp.37.2019.06

Li, Z., & Li, X. (2007). Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. Geology, 35(2), p 179–182. DOI: 10.1130/G23193A.1

Magoon & Beaumont. (1999). Petroleum Systems. Exploring for Oil and Gas Traps, Chapter 3, p 34. https://DOI.org/10.1306/trhbk624c3

Magoon & Dow. (1994). The petroleum system - from source to trap: AAPG Memoir 60. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Chapter 1, p 24

Makeen, Y., Abdullah, W., Pearson, M., Hakimi, M., Elhassan, O., & Hadad, Y. (2016). Thermal maturity history and petroleum generation modelling for the Lower Cretaceous Abu Gabra Formation in the Fula Sub-basin, Muglad Basin, Sudan. Marine and Petroleum Geology, 75, p 310–324. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2016.04.023

Malusa, M., & Fitzgerald, P. (2018). Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. p 386

Mantilla, L., Bissig, T., Valencia, V., & Hart, C. (2013). The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander massif, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 45, p 235–249. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.03.006

Mantilla, L., Mendoza, H., Bissig, T., & Craig, H. (2011). NUEVAS EVIDENCIAS SOBRE EL MAGMATISMO MIOCENICO EN EL DISTRITO MINERO DE VETAS-CALIFORNIA (MACIZO DE SANTANDER, CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA). Boletín de Geología, 33(1), p 43-58. https://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegeologia/article/view/2471

Mantilla, L., Valencia, V., Barra, F., Pinto, J., y Colegial, J. (2009). Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfiríticos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). Boletín de Geología. Universidad Industrial de Santander. 31(1): p 31-43

Maze. (1984). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perija, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks, in W. E. Bonini, R. B. Hargraves, and R. Shagam, eds., The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162, p 263–282

McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 40(1), p 25-32. DOI: 10.1016/0012-821x(78)90071-7

Mojica, J. y Villarroel, C. (1984). Contribución al conocimiento de las Unidades Paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana, Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cuche. U. Nal., Geol. Col., 13: p 55-80. Bogotá

Monsalve, G., Jaramillo, J., Cardona, A., Schulte-Pelkum, V., Posada, G., Valencia, V., & Poveda, E. (2019). Deep crustal faults, shear zones and magmatism in the Eastern Cordillera of Colombia: Growth of a plateau from teleseismic receiver function and geochemical Mio-Pliocene volcanism constraints. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. DOI:10.1029/2019jb017835

Montoya, D., & Reyes, G. (2005). Geología de la sabana de Bogotá. INGEOMINAS. https://choconta.files.wordpress.com/2007/12/informe_geologia_sabana_bta.pdf

Mora, A. 2015. Petroleum systems of the Eastern Cordillera, foothill basins, and associated Llanos Basin: Impacts on the prediction of large-scale foreland and foothill petroleum accumulations. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 99(8): p 1401–1406. https://doi.org/10.1306/bltnintro032615

Mora, A., Casallas, W., Ketcham, R. A., Gómez, D., Parra, M., Namson, J., Stockli, D., Almendral, A., Robles, W., & Ghorbal, B. (2015). Kinematic restoration of contractional basement structures using thermokinematic models: A key tool for petroleum system modeling. AAPG Bulletin, 99(8), p 1575–1598. DOI:10.1306/04281411108

Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L., & Strecker, M. (2009). The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia.: Basin Research, v. 21, p. 111–137. DOI: 10.1111/j.1365-2117.2008.00367.x

Mora, A., Horton, B., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R., Parra, M., Blanco, V., Garcia, D., & Stockli, D. (2010b). Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems.: AAPG Bulletin, v. 94, p 1543–1580. DOI: 10.1306/01051009111

Mora, A., Parra, M., Strecker, M., Kammer, A., Dimaté, C. & Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia.: Tectonics, Vol. 25. DOI: 10.1029/2005TC001854

Mora, A., Parra, M., Strecker, M., Sobel, E., Hooghiemstra, H., Torres, V., & Jaramillo, J. (2008). Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia: Geological Society of America Bulletin, Vol. 120, p 930-949. DOI: 10.1130/B26186.1

Mora, A., Parra, M., Strecker, M., Sobel, E., Zeilinger, G., Jaramillo, C., Ferreira Da Silva, S., & Blanco, M. (2010c). The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. Geological Society of America Bulletin, 112 (11–12): p 1846–1864. https://DOI.org/10.1130/B30033.1

Mora, A., Reyes–Harker, A., Rodríguez, G., Tesón, E., Ramírez–Arias, J., Parra, M., Caballero, V., Mora, J., Quintero, I., Valencia, V., Ibanez–Mejia, M., Horton, B., & Stockli, D. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. Geological Society, London, Special Publications, 377(1), p 411–442. DOI: 10.1144/sp377.6

Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M., Diederix, H., LaFemina, P., Cardona-Piedrahita, L., Lizarazo, S., Peláez-Gaviria, J. R., Díaz-Mila, F., Bohórquez-Orozco, O., Giraldo-Londoño, L., & Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – A new GPS velocity field. Journal of South American Earth Sciences, 89, p 76–91. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002

Mora-Páez, H., Mencin, D., Molnar, P., Diederix, H., Cardona-Piedrahita, L., Peláez-Gaviria, J., & Corchuelo-Cuervo, Y. (2016). GPS velocities and the construction of the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. Geophysical Research Letters. DOI: 10.1002/2016GL069795

Nielsen, S., Clausen, O., & McGregor, E. (2015). basin%R_o: A vitrinite reflectance model derived from basin and laboratory data. Basin Research, 29, p 515–536. DOI: 10.1111/bre.12160

Okosun, E. A., & Osterloff, P. (2013). Ostracod, Diatom and Radiolarian Biostratigraphy of the Niger Delta, Nigeria. Earth Science Research, 3(1). DOI:10.5539/esr.v3n1p72

Olsson, A. & Caster, E. (1937). Devonian fauna from Colombia, Sotuh America. Proc. Geol. Soc. Am., p 269 - 270

Osorno, J. (1994). Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia regresiva localizada al Noreste de Sogamoso. Tesis grado, U. Caldas, p 108. Manizales

Pardo, N., Cepeda, H., & Jaramillo, J. (2005a). The Paipa volcano, Eastern Cordillera of Colombia, South America: Volcanic stratigraphy. Earth Sciences Research Journal, 9(1), p 3–18

Pardo, N., Jaramillo, J., & Cepeda, H. (2005b). The Paipa volcano, Eastern Cordillera of Colombia, South America (part II): Petrography and major elements petrology. Earth Sciences Research Journal, 9(2), p 148–164

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M., & Veloza, G. (2005). New stratigraphic data on the initiation of mountain building at the eastern front of the Colombian Eastern Cordillera. Sixth International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005): Barcelona, p 567- 571

Parra, M., Mora, A., Sobel, E., Strecker, M. & González, R. (2009). Episodic orogenic front migration in the northern Andes: constraints from low temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia: Tectonics, Vol. 28. DOI: 10.1029/2008TC002423

Parra, M., Mora, A., Sobel, E., Strecker, M., Jaramillo, C., O'Sullivan, P., & González, R. (2008). Cenozoic Orogenic Growth of the North Andes: Shortening and Exhumation Histories of the Eastern Cordillera of Colombia., Annual Convention: San Antonio, Texas

Pérez, G. y Salazar, A. (1971). Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. U. Nal., Geol. Col., 10: p 7-85. Bogotá

Petters, K. & Cassa, M. (1994). Applied Source Rock Geochemistry. The petroleum system - from source to trap: AAPG Memoir 60. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Chapter, 5

Poveda, E., Julià, J., Schimmel, M., & Perez-Garcia, N. (2018). Upper and Middle Crustal Velocity Structure of the Colombian Andes from Ambient Noise Tomography: Investigating Subduction-Related Magmatism in the Overriding Plate. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 123(2), p 1459–1485. DOI:10.1002/2017jb014688

Poveda, E., Monsalve, G., & Vargas, C. (2015). Receiver functions and crustal structure of the northwestern Andean region, Colombia. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120(4), p 2408–2425. DOI: 10.1002/2014jb011304

Price, P., & Walker, R. (1962). Chemical etching of charged-particle tracks in solids. J Appl Phys 33: p 3407-3412

Price, P., & Walker, R. (1963). Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. J Geophys Res 68: p 4847-4862

Ramírez-Arias, J., Mora, A., Rubiano, J., Duddy, I., Parra, M., Moreno, N., Stockli., D., & Casallas, W. (2012). The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology. Journal of South American Earth Sciences, 39: p 112-137. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.04.008

Rangel, A., Osorno, J. F., Ramirez, J. C., De Bedout, J., González, J. L., & Pabón, J. M. (2017). Geochemical assessment of the Colombian oils based on bulk petroleum properties and biomarker parameters. Marine and Petroleum Geology, 86, p 1291–1309. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2017.07.010

Reiners, P. (2005). Zircon (U-Th)/He Thermochronometry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), p 151–179. DOI:10.2138/rmg.2005.58.6

Reiners, P., Farley, K., & Hickes, H. (2002). He diffusion and (U–Th)/He thermochronometry of zircon: initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte, Nevada. Tectonophysics, 349: p 297–308

Reiners, P., Spell, T., Nicolescu, S., &. Zanetti, K. (2004). Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with 40Ar/ 39Ar dating. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68: p 1857–1887

Renzoni, G. (1967). Geología del cuadrángulo J-12 Tunja. Ingeominas, Bol. Geol., 24(2): p 31 - 48, Bogotá

Restrepo-Pace, P., Colmenares, F., Higuera, C., & Mayorga, M. (1999a). Fold and thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia: style, kinematics and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping., in McClay, K., ed., A.A.P.G. Special Publication In press

Restrepo-Pace, P., Colmenares, F., Higuera, C., & Mayorga, M. (2004). A fold and thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia: style, kinematics and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping., in McClay, K.R., ed., AAPG Memoir: Thrust tectonics and hydrocarbon systems, Volume 82, p 598 - 613. DOI: 10.1306/M82813C31

Richards, H. (1968). Cretaceous section in the Barco area of northeastern Colombia. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 52(12):2324 - 2336. Tulsa

Robert, P. (1988). Organic Metamorphism and Geothermal History, ElfAquitaine and Reidel Publishing, Dordrecht, p 311

Rueda-Gutiérrez, J. (2020). Nuevas evidencias del magmatismo asociado con el sistema geotérmico de Paipa, Boyacá, Colombia. Boletín de Geología, 42(3), p 51-79. DOI: https://DOI.org/10.18273/revbol.v42n3-2020002

Sadler, P., Wu, S., Giraudo, R., Brisson, I., Gutierrez, U. & Sotelo, C. (2002). Eastern Cordillera – Carrizal. Regional Geodynamic Synthesis. Technical study of the Eastern Cordillera. Onshore Colombia. p 93. Repsol-YPF, Denver Technical Center

Sánchez, N., Mora, A., Parra, M., Garcia, D., Cortes, M., Shanahan, T., Ramirez, R., Llamosa, O., & Guzman, M. (2015). Petroleum system modeling in the Eastern Cordillera of Colombia using geochemistry and timing of thrusting and deformation. AAPG Bulletin, 99(08), p 1537–1556. https://DOI.org/10.1306/04161511107

Sánchez-Villar., N. (2011). Desarrollo de patrones de fracturamiento y mecanismos de deformación del anticlinal de Monterralo, Piedemonte Llanero, Cordillera Oriental de Colombia. Tesis de Magister en Geología, Bogotá D.C., Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, 2011, p 97

Sarmiento–Rojas, L., van Wess, J., & Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models.: Journal of South American Earth Sciences, v. 21, p 383-411

Sarmiento-Rojas., L. (2001). Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. [Ph.D. thesis]: Amsterdam, Vrije University, p 295

Saylor, J.E., Horton, B.K., Stockli, D.F., Mora, A. & Corredor, J. (2012a). Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement–involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 39: p 20

Saylor, J.E., Stockli, D.F., Horton, B.K., Nie, J. & Mora, A. (2012b). Discriminating rapid exhumation from syndepositional volcanism using detrital zircon double dating: Implications for the tectonic history of the Eastern Cordillera, Colombia. Geological

Sclater, J., & Christie, P. (1980). Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 85(B7), p 3711–3739. DOI:10.1029/jb085ib07p03711

Silva, A., Mora, A., Caballero, V., Rodriguez, G., Ruiz, C., Moreno, N. (2013). Basin compartmentalization and drainage evolution during rift inversion: Evidence from the Eastern Cordillera of Colombia. Geological Society, London, Special Publications, 377, SP377–SP315

Sinton, C., Duncan, R., Storey, M., Lewis, J., & Estrada, J. (1998). An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. Earth and Planetary Science Letters, 155(3–4), p 221–235. https://DOI.org/10.1016/s0012-821x(97)00214-8

Siqueira-Ribeiro, M., Marin, D., Hackspacher, P., & Stuart, F. (2019). The performance of the (U-Th)/He thermochronology laboratory at UNESP Río Claro, Brazil. Anais Da Academia Brasileira de Ciências, 91(1). DOI: 10.1590/0001-3765201920170397

Siravo, G., Faccenna, C., Gérault, M., Becker, T., Fellin, M., Herman, F., & Molin, P. (2019). Slab flattening and the rise of the Eastern Cordillera, Colombia. Earth and Planetary Science Letters, 512, p 100–110. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.02.002

Siravo, G., Fellin, M. G., Faccenna, C., Bayona, G., Lucci, F., Molin, P., & Maden, C. (2018). Constraints on the Cenozoic deformation of the northern Eastern Cordillera, Colombia. Tectonics. DOI:10.1029/2018tc005162

Springer, J. (1993). Decompaction and backstripping with regard to erosion, salt movement, and interlayered bedding. Computers & Geosciences, 19(8), p 1115–1125. DOI:10.1016/0098-3004(93)90018-z

Stach, E., Mackowsky, M., Teichmueller, M., Taylor, G., Chandra, D. & K Teichmueller, R. (1982). Coal Petrology: Gebriider Borntraeger, Berlin, p 535

Steckler, M. & Watts, A. (1978). Subsidence of the Atlantic type, continental margin off New York: Earth and Planetary Science Letters, v. 42, p 1-13

Sweeney, J., & Burnham, A. (1990). Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 74, p 1559–1570

Tagami, T. (2005). Zircon fission-track thermochronology and applications to fault 1061 studies. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), p 95-122

Tagami, T., & O'Sullivan, P. (2005). Fundamentals of Fission-Track Thermochronology. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), p 19–47. DOI:10.2138/rmg.2005.58.2

Tegelaar, E. & Noble, R. (1994). Kinetics of hydrocarbon generation as a function of the molecular structure of kerogen as revealed by pyrolysis-gas chromatography. Organic Geochemistry, 22(3-5), p 543–574. DOI:10.1016/0146-6380(94)90125-2

Teixell, A., Ruiz, J. C., Tesón, E., & Mora, A. (2015). The structure of an inverted back-arc rift: Insights from a transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogotá. In C. Bartolini & P. Mann (Eds.), Petroleum geology and potential of the Colombian Carribbean margin, AAPG Memoir (Vol. 108, p 499–516). https://DOI.org/10.1306/13531947M1083650

Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., Casallas, W., Julivert, M., Taylor, M., Ibáñez-Mejía, M., & Valencia, V. A. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. Geological Society, London, Special Publications, 377(1), p 257–283. Tipsword, T. L., Setzer, F. M., & Smith, Jr, F. L. (1966). Interpretation of Depositional Environment in Gulf Coast Petroleum Exploration from Paleoecology and Related Stratigraphy. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 16(1), p 119–130. https://archives.datapages.com/data/gcags/data/016/016001/0119.htm

Tissot, B., & Welte, D. (1984). Petroleum Formation and Occurrence: Berlin, Springer-Verlag, p 699

Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Floch, N., Le Cornec-Lance, S., & Sassi, W. (2004). Thermal and kinematic evolution of the Eastern Cordillera fold and thrust belt, Colombia, in R. Swennen, F. Roure, and J. W. Granath, eds., Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts: AAPG Hedberg Series, No. 1, p 79–115. DOI: https://DOI.org/10.1306/1025687H13114

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J., & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. Journal of South American Earth Sciences, 15(2), p 157–171. DOI:10.1016/s0895-9811(02)00018-4

Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Am., 54(9): p 1281-1304. New York

Ulloa, C., Rodríguez, E. y Renzi, G. (1976). Geología de las Plancha 171 Duitama, 191 Tunja, 211 Tauramena Y 230 Monterrey Cuadrángulos J – 12 y K – 13 Escala 1:100.000. Ministerio de Minas y Energía, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas. Bogotá, Colombia

Ulloa, C., Rodríguez, E. y Rodríguez, G. (2003). Geología de la Plancha 172 - Paz de Río. Instituto De Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear, Ingeominas. Bogotá, Colombia

Ulloa, C., y Rodríguez, E. (1979a). Geología del Cuadrángulo K-12, Guateque, Boletín Geológico Ingeominas, Vol.22, No1, p 2-55, Bogotá

Ulloa, C., y Rodríguez, E. (1979b). Geología de la Plancha 170 Vélez y 190 Chiquinquirá, Ingeominas, Informe 1794, p 45. Bogotá

Unidad de Planeación Minero Energetica (UPME). (2018). Evaluación De Las Cuencas y Estructuración de Escenarios de Oferta De Hidrocarburos Convencionales y No Convencionales. Vol 4. Bogotá, Colombia

Van der Hammen, T. (1957). Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá (Cordillera Oriental de Colombia). Inst. Geol. Nal., Bol. Geol., 5(2): p 189- 203. Bogotá, Colombia

Van der Hammen, T. (1960). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos , Ministerio de Minas y Petróleos, Servicio Geológico Nacional. Boletín Geológico: Vol. 6 Núm. 1-3. Bogotá, Colombia

Van der Lelij, R. (2013). Reconstructing north–western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A geochronological, thermochronological and geochemical study. Tesis de doctorado, Universidad de Ginebra, p 221. Ginebra

Vargas C., Alfaro, C., Briceño, L., Alvarado, I., y Quintero, W. (2009). Mapa geotérmico de Colombia. Presented at ACGGP. X Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas. Cartagena, Colombia

Vargas, R., Alfonso, T., Jaramillo, L., & Téllez, N. (1981). Geología de las Planchas 136 Málaga Y 152 Soatá, Cuadrángulo I-13. Ministerio de Minas y Energía, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ingeominas. Bogotá, Colombia.

Vásquez, M., & Altenberger, U. (2005). Mid-Cretaceous extension-related magmatism in the eastern Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 20(3), p 193–210. DOI: 10.1016/j.jsames.2005.05.010

Vásquez, M., Altenberger, U., Romer, R., Sudo, M., & Moreno-Murillo, J. (2010). Magmatic evolution of the Andean Eastern Cordillera of Colombia during the Cretaceous: Influence of previous tectonic processes. Journal of South American Earth Sciences, 29(2), p 171–186. DOI: 10.1016/j.jsames.2009.02.003

Vesga, A., & Jaramillo, J. (2009). Geoquímica del domo volcánico en el municipio de Iza, departamento de Boyacá; interpretación geodinámica y comparación con el vulcanismo neógeno de la cordillera oriental. Boletín de Geología, 31(2), p 97–108

Villar, A., Alarcón, H., Jiménez, G., & Velandia, F. (2017). ZONAS TRANSVERSALES EN EL DOMINIO AXIAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL - BLOQUE YACENTE DE LA FALLA DE SOAPAGA (SÁTIVA SUR - SÁTIVA NORTE, BOYACÁ). Boletín de Geología, 39(3), p 13–23. https://DOI.org/10.18273/revbol.v39n3-2017001

Wagner, L., Jaramillo, J., Ramírez-Hoyos, L., Monsalve, G., Cardona, A., & Becker, T. (2017). Transient slab flattening beneath Colombia. Geophysical Research Letters, 44, p 6616–6623. DOI: 10.1002/2017GL073981

Wang, P., Pang, X., Jiang, Z., Guo, Y., Chen, X., Wang, Y., & Jiao, J. (2016). Origin and evolution of overpressure in the Lower Jurassic succession in the Kuqa Depression, western China. Journal of Natural Gas Science and Engineering. DOI: 10.1016/j.jngse.2015.12.002

Watts, A. & Ryan, W. (1976). Flexure of the lithosphere and continental margin basins: Tectonophysics, v. 36, p 24-44

Watts, A. (2001). Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge University Press

Yarce, J., Monsalve, G., Becker, T., Cardona, A., Poveda, E., Alvira, D., & Oswaldo, O. (2014). Seismological observations in northwestern South America: Evidence for two subduction segments, contrasting crustal thicknesses and upper mantle flow. Tectonophysics, 637, p 57–67. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.09.006

Apéndices

Apéndice A. Ecuaciones del flujo de calor y decompactación (backstripping)

La solución de la ecuación de flujo de calor se logra con la inclusión de la producción de calor radiogénico que hace que la geoterma se curve, la geoterma se puede calcular de dos formas, la primera (**Eq. 1**) es utilizando información del flujo de calor superficial, donde T_0 es la temperatura cuando y=0, Q_0 es el flujo de calor superficial, K es la conductividad termal y A la generación de calor interna; y la segunda (**Eq. 2**) con información del flujo de calor basal proveniente del manto, donde T_0 es la temperatura cuando y=0, Q_m es el flujo de calor basal y A es la generación de calor interna (Allen & Allen, 2013).

$$T = T_0 + \frac{Q_0}{K}y - \frac{A}{2K}y^2 \quad (1)$$

$$T = T_0 + \frac{Q_m + Ay_c}{K}y - \frac{A}{2K}y^2 \quad (2)$$

La producción de calor radiogénico en promedio es cerca de la mitad del flujo de calor de la superficie y hace que las geotermas se curven (Allen & Allen, 2013), según estos autores existen dos modelos para la producción de calor radiogénico, primero el modelo de capas donde la producción de calor radiogénico es uniforme dentro de capas de grosor y profundidad variables, y segundo la distribución exponencial donde la producción de calor radiogénico se reduce exponencialmente con la profundidad. El modelo de capa más simple es el de una sola capa de corteza radiogénica sobre un manto no radiogénico, y se puede pasar a un modelo multicapa con las mismas ecuaciones, pero tratando cada capa por separado. La **Eq. 3** muestra la solución de la ecuación de la geoterma con una profundidad entre y_1 y y_2.

$$T = T_0 + \left\{\frac{Q_2}{K} + \frac{A_2 y_2}{K}\right\}y + \left\{\frac{A_1 - A_2}{2K}\right\}y_1^2 - \frac{A_2}{2K}y^2 \quad (3)$$

En el Modelo de distribución exponencial la producción de calor radiogénico es exponencial con la profundidad, por lo cual la relación entre el flujo de calor superficial y el contenido de calor radiogénico de las rocas superficiales es lineal, cuya solución se muestra en la **Eq. 4**, donde a_r es la constante de producción de calor en función de la profundidad.

$$T = T_0 + \left\{\frac{Q_m}{K}\right\} y + \left\{\frac{(Q_0 - Q_m)a_r}{K}\right\}\left\{1 - \exp\left(\frac{-y}{a_r}\right)\right\} \quad (4)$$

El método de decompactación propuesto por Sclater & Christie, (1980), descrito por Allen & Allen, (2013), se resume en la ecuación general de decompactación (**Eq. 5**):

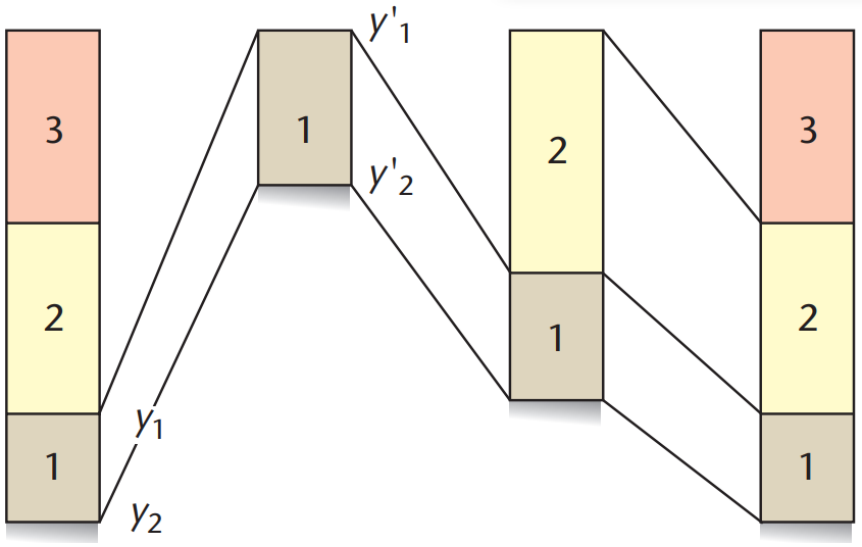
$$\gamma_2' - \gamma_1' = \underbrace{\gamma_2 - \gamma_1 - \frac{\phi_0}{\mathrm{c}} e^{-\mathrm{c}\gamma_1} + \frac{\phi_0}{c} e^{-\mathrm{c}\gamma_2}}_{\gamma_s} + \underbrace{\frac{\phi_0}{c} e^{-c\gamma_1'} - \frac{\phi_0}{c} e^{-c\gamma_2'}}_{\gamma_w'} \quad (5)$$

En la que γ_1 y γ_2 son las profundidades actuales (tope y base respectivamente) de una capa de sedimento que se moverá verticalmente a una menor profundidad γ_1' y γ_2', ϕ_0 es la porosidad de la superficie, c es una constante de profundidad para la disminución hacia abajo de la porosidad que determina la pendiente de la curva ϕ-profundidad, γ_s es el espesor debido a los granos de sedimento, y γ_w' es el espesor debido al agua que en la columna sedimentaria de área unitaria que se encuentra entre las profundidades γ_1' y γ_2', por lo tanto, el nuevo espesor decompactado de la capa de sedimento es la suma del espesor debido a los granos de sedimento (γ_s) y el debido al agua que llena los poros (γ_w'), y su solución se obtiene por iteración numérica (Sclater & Christie, 1980; Allen & Allen, 2013).

La **Figura a** muestra las etapas de la técnica de decompactación para tres unidades litológicas, en la que se remueve la capa 2 y 3 y se decompacta la capa 1, luego se decompacta la capa 2 y se añade a la columna, lo cual compacta parcialmente la capa 1 y luego se agrega la capa 3 que compacta la capa 1 y 2 regresando a la configuración actual.

Figura a

Esquema de las etapas de la técnica de decompactación.



Nota: Tomado de Allen & Allen, (2013).

Por otra parte, Angevine *et al*., (1990), mencionan un algoritmo de decompactación más preciso, en el que una unidad de espesor T_N se entierra a una profundidad d_N y se quiere conocer el espesor de la unidad (T_o) en algún momento anterior, cuando la unidad estaba enterrada a una profundidad d_o, como se muestra en la **Eq. 6**, donde ϕ_0 y c son constantes de porosidad y T_o se calcula por procesos de iteración.

$$T_o = -\frac{\phi_0}{c} e^{(-cd_o - cT_o)} + \frac{\phi_0}{c} e^{-cd_o} + T_N + \frac{\phi_0}{c} e^{(-cd_N - cT_N)} - \frac{\phi_0}{c} e^{(-cd_N)} \quad (6)$$

De acuerdo con Allen & Allen, (2013), el backstripping requiere dos procedimientos, primero el cálculo de la densidad aparente de la columna de sedimento a medida que evoluciona con el tiempo, y segundo la remoción del efecto de carga del sedimento al tratarse como un problema de equilibrio isostático local (isostasia de Airy) como se muestra en las ecuaciones **Eq. 7** y **Eq. 8**:

$$Y = S\left(\frac{\rho_m - \bar{\rho}_b}{\rho_m - \rho_w}\right) \quad (7)$$

Donde Y es la profundidad del basamento corregida por la carga de sedimentos, S es el espesor total de la columna sedimentaria corregido por compactación, ρ_m es la densidad del manto, ρ_w es la densidad del agua y $\bar{\rho}_b$ es la densidad media de toda la columna sedimentaria formada por i capas que depende de la porosidad media de la i-ésima capa ($\bar{\phi}_i$), la densidad del sedimento de la misma capa (ρ_{sgi}) y del espesor de la i-ésima capa de sedimento (y_i).

$$\bar{\rho}_b = \sum_i \left(\frac{\bar{\phi}_i \rho_w + (1 - \bar{\phi}_i)\rho_{sgi}}{S}\right) y_i \quad (8)$$

Apéndice B. Input de los modelos de subsidencia 1D

Recopilación de los datos utilizados para la elaboración de los modelos de subsidencia y gráficas de tasas de transformación del Bloque 1 del área de Arcabuco

Bloque 1 - Arcabuco													
Formación	Litología	Ambiente	Batimetría (m)	Altitud (m)	Espesor (m)	Edad (Ma)	Edad Depositación (Ma)	PSE	TOC	HI	Ro	Ubicación	Contactos	Referencia
Formación Tilatá (Tst)	Gravas, arenas y arcillas	Rios y lagunas, abanicos y planicies aluviales (Montoya y Reyes, 2005)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	150	Plioceno - Pleistoceno mas inferior	5,33 - 1,8	Sobrecarga	-	-	-	Entre Tunja - Duitama	Discordante sore todas las formaciones desde Bogotá a Une	(Ulloa et al., 1976)
Formación Bogotá (Tb)	Areniscas cuarzosas	Llanura de inundación/ RM Continental (Caceres *et al.*, 1997)	x	10 - 35 (Perfil de Google Earth)	120	Paleoceno	66 - 56	Sobrecarga	-	-	-	Carretera Tunja - Arcabuco	Yace sobre Guaduas, y es discordante bajo Tilatá	
Formación Guaduas (Ktg)	Lodolitas, niveles de areniscas, capas de carbón	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	570	Maastrichtiano - Paleoceno	68,1 - 66	Sello	-	-	-	Chivatá - Toca y por la Quebrada Carbonera	Yace sobre Arenisca Tierna y bajo Bogotá	
Formación Labor y Tierna (Kgl)	Shales con intercalaciones de arenisca	Shallow marine middle shelf (sands) (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	59 - 161 - 167	Maastrischtiano según Bürgl (1961), Fabre (1986) y Osorno (1994)	70,1 - 68,1	Reservorio	-	-	-	Samacá - Combita, Soracá, Ramiriqui - Boyacá	Debajo de Guaduas y encima de Plaeners	
Formación Plaeners (Kg2)	Cherts, Shales y arcillas	pantanoso a lagunar marino (Ulloa & Rodriguez, 1976)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	50 - 135	Maestrichtiano temprano (Bürgl, 1957)	72,1 - 70,1	Sello	-	-	-	Sáchica - Tunja	Yace sobre Conejo	
Formación Conejo (Kscn)	Niveles de shales y areniscas, esporadicos estratos de caliza en la parte superior	Outer shelf (carbonates) (Caceres *et al.*, 1997)	100 - 200 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	154 - 273 - 370	Coniciano - Santoniano	89,8 - 83,6	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	0,47	Carreteable Pesca - Toledo, Oicatá - Chivatá y Sáchica - Tunja	Yace sobre Churuvita y bajo Plaeners	
Grupo Churuvita (Ksch)	Areniscas, shales y calizas en proporciones variables según lugares.	Marine inner shelf (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	250 - 405 - 444	Cenomaniano - Turoniano	100,5 - 89,8	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	-	Carretera Sáchica - Tunja - Zetaquirá y quebrada Dorbaquirá	Concordante sobre Une	
Formación San Gil (Kmsg)	Shales negros con intercalaciones de areniscas cuarzosas o de calizas arenosas	Midde shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	1285	Aptiano Renzoni & Ospina (1967) y Albiano (Gaona Narváez, 2015)	119 - 100,5	Subyacente	-	-	-	Carretera Vado Real - Santa Ana, y Sáchica - Tunja	Yace bajo Churuvita	
Formación Paja (Kimp)	Shales negros, lentes de caliza y areniscas	Talud de la cuenca/ Marine inner shelf (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	893 - 1193	Hauteriviano - Aptiano	130,6 - 119	Subyacente	-	-	-	Carretera Sáchica - Tunja	Se encuentra sobre Ritoque y bajo San Gil	
Formación Ritoque (Kri)	Limolitas y lodolitas grises; calizas	Relacionado al avance marino/ Shallow marine inner shelf (carbonates) (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	75 - 120	Hauteriviano (Renzoni, 1967)	131,6 - 130,6	Subyacente	-	-	-	Quebrada Ritoque	Concordante sobre Rosablanca, Cumbre y Arcabuco	
Formación Rosablanca (Kr)	Calizas con esporádicas intercalaciones de shales	Relacionado al avance marino/ Shallow marine inner shelf (carbonates)? (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	148	Valanginiano - Hauteriviano	136,2 - 131,6	Subyacente	-	-	-	Carretera Arcabuco - Moniquirá	Concordante bajo Ritoque	
Formación Cumbre (Kic)	Areniscas cuarzosas y shales, tiene forma de lentejon	Coastal deltaic (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 30 (Okosun & Osterloff, 2013)	0 - 10 (Perfil de Google Earth)	30 - 129	Valanginiano	139,8 - 136,2	Subyacente	-	-	-	Carretera Arcabuco - Moniquirá	Concordante sobre Arcabuco y yace Bajo Rosablanca	
Formación Arcabuco (Jar)	Techo: areniscas, shales, calizas y limolitas. Areniscas cuarzosas intercaladas con shales	Continental/ coastal deltaic (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 30 (Okosun & Osterloff, 2013)	0 - 10 (Perfil de Google Earth)	383 - 683	Jurásico Superior	152,1 - 145	Subyacente	-	-	2,17	Río Pómeca	Concordante bajo Cumbre	
Formación La Rusia (Jru)	Conglomerados, areniscas conglomeráticas, lodolitas, areniscas de cuarzo	Continental: Lacustrine fresh water swamp (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 100 (Perfil de Google Earth)	344 - 682	Jurasico Superior	157,3 - 152,1	Subyacente	-	-	-	Páramo de La Rusia y en la vía Palermo - Paipa	Descansa paraconformemente sobre la Formación Montebel (Ulloa et al., 2003)	
Formación Montebel (Jlb)	Limolitas, shales, areniscas cuarzosas arcillosas	Continental: Lacustrine fresh water swamp (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 100 (Perfil de Google Earth)	406	Jurásico medio a superior (Burgl, 1964)	174,1 - 157,3	Subyacente	-	-	-	Alrdedores de Montebel, por la vía Palermo - Paipa, a la derecha de la quebrada Las Vargas	Subyace a La Rusia	
Formación Palermo (Trlp)	Areniscas cuarzosa y a la base conglomerados	Continental (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	530	Triásico	251,9 - 201,3	Subyacente	-	-	-	Alrededores de Palermo	Subyace a Montebel	
Formación Cuche (Cc)	Areniscas de cuarzo y arglitas (Botero, 1946)	Continental: aluvial- fluvial (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	300 - 400	Permo-carbonifero (Botero, 1946)	323 - 251,9	Subyacente	-	-	-	Area de Duitama - Tibasosa	Discordante sobre Floresta y disconforme bajo Girón	

Recopilación de los datos utilizados para la elaboración de los modelos de subsidencia y gráficas de tasas de transformación del Bloque 2 del área de Floresta

Bloque 2 - Macizo de Floresta														
Formación	Litología	Ambiente	Batimetria (m)	Altitud (m)	Espesor (m)	Edad (Ma)	Edad Depositación (Ma)	PSE	TOC	HI	Ro	Ubicación	Contactos	Referencia
Formación Concentración (Pgc)	Arcilla y limolitas con intercalaciones de areniscas	Coastal swamp - Intertidal (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	1.368 - 1.462,45 - 1.554	Eoceno medio al Oligoceno (van der Hammen, 1957)	48,6 - 23,03	Sello/ Reservorio	-	-	0,39	Carretera Paz de Río - Cerinza	Concordante y neto sobre Picacho	
Formación Picacho (Pgp)	Arenisca	Continental aluvial y fluvial, ríos trenzados o llanuras bien drenadas (Rodríguez & Solano, 2000)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	138,8 - 185,5	Eoceno temprano	56 - 48,6	Reservorio	-	-	0,42	Carretera Corrales - Paz de Río y al occidente del colegio Sugamuxi de Sogamoso	Contactos superior e inferior concordantes y netos	
Formación Arcillas de Socha (Pgas)	Arcillolitas abigarradas con intercalaciones de areniscas	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	172,35 - 345,25	Paleoceno medio y superior (Van der Hammen, 1957)	61 - 56	Sello	-	-	-		Superior: concordante y neto, inferior: concordante y transicional	
Formación Areniscas de Socha (Pgars)	Areniscas con pequeñas intercalaciones de limolitas	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	156	Paleoceno Temprano (Van der Hammen, 1957) y Paleoceno Tardío (Osorno, 1994)	66 - 61	Reservorio	-	-	-	Carretera Corrales - Paz de Río	Contacto superior concordante y transicional	
Formación Guaduas (KPgg)	Arcillolitas con intercalaciones de areniscas en la parte inferior y medio frecuentes mantos de carbón	pantanoso a lagunar marino (Ulloa & Rodríguez, 1976)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	392,4	Maastrichtiano (van der Hammen, 1957; Osorno, 1994)	67,5 - 66	Sello	-	-	0,45		Paraconforme bajo Areniscas de Socha y concordante y neto sobre Arenisca Tierna	
Formación Arenisca Tierna (Ksgt)	Arenisca con esporadicas intercalaciones de arcillolitas	Shallow marine middleshelf (sands) (Caceres et al., 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	32,8 - 139	Maastrischtiano según Bürgl (1961), Fabre (1986) y Osorno (1994)	69 - 67,5	Reservorio	-	-	-	Los Pinos, carretera Corrales - Paz de Río y al sur de Sogamoso	Concordante sobre Los Pinos y por debajo de la Formación Guaduas en contacto concordante y neto	
Formaciones Labor y Los Pinos (Ksgpi)	Limolitas con intercalaciones de arenisca	Aguas marinas poco profundas y zona de plataforma con biostromas (Fabre, 1986) y middle shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	94,9 - 295	Campaniano hasta el Maastrichtiano inicial (Fabre, 1986) Maestrichtiano inicial (Osorno, 1994)	70,5 - 69	Sello	-	-	0,64	Flanco occidental del Anticlinal de San Antonio y al sur de Sogamoso	Concordante sobre La Luna, Arenisca de Labor y Plaeners, y al tope concordante con Arenisca Tierna	
Formación La Luna - Plaeners (Ksl - Ksgp)	Ksl? - Limolitas calcáreas con intercalaciones de areniscas, calcarenitas y lutitas negras. Ksgp - Limolitas silíceas con intercalaciones de areniscas	Ksl outer shelf (shales)- Ksgp middle shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	78,8 - 103 120 - 300	Ksl: Campaniano Tardío hasta Maestrichtiano Temprano (Osorno, 1994). Ksgp: Maestrichtiano temprano (Bürgl, 1957)	77,8 - 70,5	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	0,59	Ksl: Carretera Los Pinos - Chita, en el extremo nororiental de la Plancha 172. Ksgp: carretera Sogamoso - Laguna de Tota, Corrales - Paz de Río y en el Anticlinal de San Antonio	Ksgp: Superior con Arenisca Labor concordante y neto, e inferior sobre Arenisca Dura y Chipaque neto y concordante	(Ulloa *et al.*, 2003)
Formación Chipaque (Ksc)	Lutitas y limolitas negras, parte superior lutitas con intercalaciones de areniscas	Middel shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	226,45 -728	Cenomaniano - Coniciano o Santoniano	97 - 83,6	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	1,26	Betéitiva y en la parte central-sur de la Plancha 172	Contacto superior transicional	
Formación Une (Kiu)	Alternancia de cuarzoareniscas y lodolitas en capas delgadas	Shallow marine middel shelf (sands) (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	227,8 - 316	Cenomaniano (Bürgl, 1957) y Albiano (Campbell, 1962)	105 - 97	Fuente/ reservorio/ sello	1 - 3 %	300 - 600	1,16	Suroeste de Betéitiva y entre las quebradas Salvias y Monterredondo	Concordante y transicional bajo Chipaque y concordante sobre Fómeque y Tibasosa	
Fm Tibasosa (Kit)	Inferior: cuarzoareniscas con intercalaciones de lodolitas. Superior: calizas limolitas y lodolitas	Shallow marine inner shelf (carbonates) (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	516,75	Hauteriviano o mediados/finales del Albiano (Renzoni, 1981)	132,6 - 105	Fuente/ reservorio	1 - 3 %	300 - 600	1,8	Carretera Santa Rosa de Viterbo – Tobasía y al suroccidente de Betéitiva	Concordante bajo Une, paraconforme sobre Girón y discordante sobre la Formación Cuche y la Cuarzomonzonita de Santa Rosita	
Formación Girón (Jg)	Conglomerados gruesos, areniscas, y limolitas rojas	Zonas de depósito adyacentes a abanicos de piedemonte / continental (fluvio) lacustrine (Caceres *et al.*,	x	100 - 600 (Perfil de Google Earth)	800 - 1.000	Finales del Jurásico (Rabe, 1977)	168,3 - 152,1	Subyacente	-	-	-	Oriente y al occidente del Macizo de Floresta, carretera Belén - Paz de Río y nororiente de Nosba	Discordante bajo Tibasosa y discordante sobre el Stock de Otengá, Cataclastitas de	
Formación Cuche (Cc)	Basal: limolitas intercaladas con arcillolitas arenosas, media: cuarzoareniscas, limolitas y areniscas, superior: cuarzoareniscas y arcillolitas y limolitas	Continental: aluvial- fluvial (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	561 - 669,46	Devónico medio hasta inicios del Carbonífero, Mojica & Villarroel (1984)	387,7 - 323,2	Subyacente	-	-	-	Sur, sur occidente y occidente de La Floresta, carretera Belén - Paz de Río y quebrada Potreros Rincón	Discordante bajo Girón, y concordante y otras veces discordante sobre Floresta	
Formación Floresta (Df)	Arcillolitas con intercalaciones de limolitas y areniscas arcillosas	Marino somero/ shallow marine (clastics) (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 50 (Okosun & Osterloff, 2013)	x	315 - 520	Devónico inicial (Barret, 1983) al Devónico medio, según Caster (1939), Royo y Gómez (1942) y Morales (1965)	407,6 - 387,7	Subyacente	-	-	-	Sur de La Floresta, al oriente de Cerinza, en el Anticlinal de Busbanzá y Parquita, quebrada Potreros Rincón Y Chuscales	Discordante sobre metamórfitas, concordante sobre Tíbet y concordante y transicional bajo Cuche, localmente discordante (Botero, 1950; Cediel, 1969)	
Formación Tíbet (Dt)	Parte inferior: conglomerados con intercalaciones de limolitas, parte media y superior: areniscas y conglomerados	Fluvial sobre una paleotopografía abrupta	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	10 - 700	Finales del Devónico inicial (Barret, 1983)	419,2 - 407,6	Subyacente	-	-	-	En el cerro del Tíbet y en cercanías de La Floresta, y en la carretera Belén - Paz de Río	Concordante bajo Floresta y discordante sobre metamorfitas	

Recopilación de los datos utilizados para la elaboración de los modelos de subsidencia y gráficas de tasas de transformación del Bloque 3 del área de Soápaga – Guaicáramo.

Bloque 3 - Soápaga - Guaicáramo														
Formación	Litología	Ambiente	Batimetria (m)	Altitud (m)	Espesor (m)	Edad (Ma)	Edad Depositación (Ma)	PSE	TOC	HI	Ro	Ubicación	Contactos	Referencia
Formación Concentración (Pgc)	Arcilla y limolitas con intercalaciones de areniscas, hierro oolitico	Coastal swamp - Intertidal (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	1.368 - 1.462,45 - 1.554	Eoceno medio al Oligoceno (van der Hammen, 1957)	48.6 -23.03	Sello/ Reservorio	-	-	-	Carretera Paz de Río - Cerinza	Concordante y neto sobre Picacho	
Formación Picacho (Pgp)	Arenisca	Continental aluvial y fluvial (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	138,8 - 185,5	Eoceno temprano	56- 48,6	Reservorio	-	-	0,65	Carretera Corrales - Paz de Río y al occidente del colegio Sugamuxi de Sogamoso	Contactos superior e inferior concordantes y netos	
Formación Arcillas de Socha (Pgas)	Arcillolitas abigarradas con intercalaciones de areniscas	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	172,35 - 345,25	Paleoceno medio y superior (Van der Hammen, 1957)	61- 56	Sello	-	-	0,69	Carretera Corrales - Paz de Río y al occidente del colegio Sugamuxi de Sogamoso	Superior: concordante y neto, inferior: concordante y transicional	
Formación Areniscas de Socha (Pgars)	Areniscas con pequeñas intercalaciones de limolitas	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	156	Paleoceno Temprano (Van der Hammen, 1957) y Paleoceno Tardío (Osorno, 1994)	66- 61	Reservorio	-	-	0,63	Carretera Corrales - Paz de Río	Contacto superior concordante y transicional	
Formación Guaduas (KPgg)	Arcillolitas con intercalaciones de areniscas en la parte inferior y medio frecuentes mantos de carbón	pantanoso a lagunar marino (Ulloa & Rodríguez, 1976)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	392,4	Maastrichtiano (van der Hammen, 1957; Osorno, 1994)	67.5 -66	Sello	-	-	0,74		Paraconforme bajo Areniscas de Socha y concordante y neto sobre Arenisca Tierna	(Ulloa *et al.*, 2003)
Formación Arenisca Tierna (Ksgt)	Arenisca con esporadicas intercalaciones de arcillolitas	Shallow marine middleshelf (sands) (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	32,8 - 139	Maastrischtiano (Bürgl, 1961; Fabre, 1986; Osorno, 1994)	69 - 67,5	Reservorio	-	-	-	Los Pinos, carretera Corrales - Paz de Río y al sur de Sogamoso	Concordante sobre Los Pinos y por debajo de la Formación Guaduas en contacto concordante y neto	
Formaciones Labor y Los Pinos (Ksgpi)	Limolitas con intercalaciones de arenisca	Aguas marinas poco profundas y zona de plataforma con biostromas (Fabre, 1986) middel shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	94,9 - 295	Campaniano hasta el Maastrichtiano inicial (Fabre, 1986) Maestrichtiano inicial (Osorno, 1994)	70,5 - 69	Sello	-	-	0,67	Flanco occidental del Anticlinal de San Antonio y al sur de Sogamoso	concordante sobre La Luna, Arenisca de Labor y Plaeners, y al tope concordante con Arenisca Tierna	
Formación Plaeners (Ksgp)	Ksgp - Limolitas silíceas con intercalaciones de areniscas	Middle shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	78,8 - 103 120 - 300	Maastrichtiano temprano (Bürgl, 1957)	72,1 - 70,5	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	0,66	Ksl: Carretera Los Pinos - Chita, en el extremo nororiental de la Plancha 172. Ksgp: carretera Sogamoso - Laguna de Tota, Corrales - Paz de Río y en el Anticlinal de San Antonio	Ksgp: Superior con Arenisca Labor concordante y neto, e inferior sobre Arenisca Dura y Chipaque neto y concordante	
Formación Chipaque (Ksc)	Capas gruesas de areniscas intercaladass con niveles de limolitas	middel shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	226,45 -728	Cenomaniaco - Coniciano o Santoniano	97 - 83,6	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	0,82 - 0,88	Betéitiva y en la parte central-sur de la Plancha 172. Flanco oriental del sinclinal del Desespero en la Plancha 173.	Contacto superior transicional	
Formación Une (Kiu)	Areniscas cuarzosas con pequeñas intercalaciones de lodolitas	middel shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	990 - 1200	Albiano -Cenomaniano, (Fabre, 1985)	113 - 97	Fuente/ reservorio/ sello	1 - 3 %	300 - 600	1,16	172: suroeste de Betéitiva y entre las quebradas Salvias y Monterredondo. 173: Quebrada La Palma y La Vega	Concordante y transicional bajo Chipaque y concordante sobre Fómeque y Tibasosa	
Formación Fómeque (Kif)	Lodolitas en capas delgadas con intercalaciones de areniscas	Marino de aguas someras, con circulación restringida/ middle shelf (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	300 - 800 - 900	Barremiano a Aptiano Superior (Terraza *et al.*, 2008)	129,4 - 113	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	-	Sector sur oriental de la plancha 172, en la angostura del río Une y en la región de Ubaque - Choachí - Fómeque. 173: Flanco oriental del anticlinal de Paya	Neto y concordante bajo Une y concordante sobre Areniscas de Las Juntas	(Ulloa *et al.*, 2003; González *et al.*, 2015)
Formación Areniscas de Las Juntas (Kiaj)	Bancos de areniscas intercaladas con capas de lutitas	Deltaico/ Shallow marine middel shelf (sands) (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 60 (Okosun & Osterloff, 2013)	x	810 - 910	Hauteriviano (Bürgl, 1961)	132,6 - 129,4	Subyacente	-	-	-	172: Flancos de los anticlinales de Cravo Sur y La Horqueta, y en el núcleo del Sinclinal del Cochal. 173: Flanco oriental del anticlinal de Paya	Neto y concordante bajo Fómeque y concordante sobre Lutias de Macanal	
Formación Lutitas de Macanal (Kilm)	Lutitas intercaladas con paquetes de areniscas y localmente contiene mantos de carbón	Marino de aguas someras, en una cuenca restringida/ Shallow marine inner shelf mudstones and siltstones (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	1405 - 2900	Berriasiano al Valanginiano (Montoya *et al.*, 2013)	145 - 132,6	Subyacente	-	-	-	172: Núcleo de las estructuras anticlinales Cravo Sur y La Horqueta, y en el río Batá. 173: Flanco oriental del anticlinal de Paya	Concordante bajo Areniscas de Las Juntas	

Recopilación de los datos utilizados para la elaboración de los modelos de subsidencia y gráficas de tasas de transformación del Bloque 4 del área del Borde Llanero

Bolque 4 - Borde llanero

Formación	Litología	Ambiente	Batimetría (m)	Altitud (m)	Espesor (m)	Edad (Ma)	Edad Depositación (Ma)	PSE	TOC	HI	Ro	Ubicación	Contactos	Referencia
Formación Caja (N1c)	lodolitas arenosas, lodolitas conglomeráticas, areniscas lodosas y	Coastal swamp - Intertidal (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	1670 en Columna del Borde Llanero y 300 en el corte	Mioceno Tardío (Montoya *et al* ., 2013)	13,82 - 5,33	Sobrecarga	x	x	x	Entre Támara y el río Pauto	Concordante sobre la Fm Diablo y discordante con la Fm La Corneta	(González *et al* ., 2015)
Formación Diablo (N1d)	areniscas lodosa, limolitas, arcillolitas y lutitas	Lagunar con influencia deltaica (Ulloa & Rodriguez, 1981)/ aluvial sands (Caceres *et al.*, 1997)	x	0 - 35 (Perfil de Google Earth)	246 - 400 (CBL), 650 corte	Mioceno Temprano (Plancha 154 - Hato Corozal, González *et al.*, 2015)	23,03 - 13,82	Sobrecarga	x	x	x		Concordante sobre la Fm San Fernando y bajo la Fm Caja	
Formación San Fernando (E2E3sf)	Arcillolitas y cuarzoarenitas, con estratificación cruzada	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	980, 1000 columna borde Llanero	Eoceno Superior a Oligoceno Inferior (Plancha 154 - Hato Corozal, González et al., 2015)	41,2 - 27,82	Sobrecarga	x	x	0,66		concordante sobre la Fm Areniscas del Limbo y bajo la Fm Diablo	
Formación Areniscas del Limbo (E2arl)	Areniscas cuarzosas finas hasta conglomeráticas y conglomerados	Deltaico con algunas influencias lagunares marinas (Ulloa & Rodríguez, 1981)	0 - 30 (Okosun & Osterloff, 2013)	0 - 10 (Perfil de Google Earth)	160 - 170 columnas, 200 corte	Eoceno Inferior al Eoceno Medio (Van der Hammen, 1968)	56 - 41,2	Reservorio	x	x	0,55		Concordante sobrela Fm Arcillas del Limbo bajo la Fm San Fernando (Ulloa & Rodríguez, 1976).	
Formación Arcillas del Limbo (E1al)	Arcillolitas y limolitas intercaladas con areniscas cuarzosas	pantanoso a lagunar marino (Ulloa & Rodríguez, 1976)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	180 columnas	Paleoceno (Van der Hammen, 1957)	61,6 - 56	Sello	x	x	1,1		Concordante sobre Palmichal y bajo las Areniscas del Limbo	
Grupo Palmichal (K2E1p)	areniscas, lutitas, lodolitas y arcillolitas	Litoral y zonas pantanosas	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018; Okosun & Osterloff, 2013)	x	+ 350	Campaniano (Montoya *et al* ., 2013) y Paleoceno Inferior (Van der Hammen, 1958)	83,6 - 61,6	Sobrecarga	x	x	0,46	Región del Borde Llanero	Fallado al oriente con la Fm Diablo y concordante bajo las Arcillas del Limbo	
Formación Chipaque (K2ch)	Intercalaciones de capas gruesas de areniscas cuarzosas areniscascuarzosas	Marino con influencia continental/ middel shelf (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 50 (Okosun & Osterloff, 2013)	x	500 - 520	Albiano - Cenomaniano (Plancha173 - Támara, González *et al* ., 2015)	97 - 83,6	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	0,52	Anticlinal del Carmen, entre las fallas La Palma y Tabiquera y en el Sinclinal del Desespero, Los Mangos y el Anticlinal Tabloncito	Concordantes y netos en su base con la Formación Une y concordante y neto en su parte superior con la Formación Lidita Dura	

Recopilación de los datos utilizados para la elaboración de los modelos de subsidencia y gráficas de tasas de transformación del Bloque 5 del área de El Cocuy

Bolque 5 - El Cocuy

Formación	Litología	Ambiente	Batimetría (m)	Altitud (m)	Espesor (m)	Edad (Ma)	Edad Depositación (Ma)	PSE	TOC	HI	Ro	Ubicación	Contactos	Referencia
Formación Carbonera? o Concentración? (Tsc)	Lodolita negra, con delgadas intercalaciones de arenisca. En la base de la formación una capa de hierro oolítico	Coastal swamp - Intertidal (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	315	Eoceno Superior y Oligoceno inferior Van den Hammen (1960), Eoceno superior a Oligoceno (Notestein, 1944)	48,6 - 23,03	Sello/ Reservorio	-	-	1,61	Alto Tutuaro	Concordante y neto sobre Picacho	(Fabre, 1981)
Formación Mirador (Tem)	Arenisca lítica, de grano medio a grueso, en bancos muy gruesos, con estratificación cruzada	Aguas con corrientes fuertes en un ambiente fluvial / continental alluvial-fluvial (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	284	La parte inferior Ecoceno inferior y la parte superior Eocenco medio, según análisis palinológicos (Van der Hammen, 1960)	56 - 48,6	Reservorio	-	-	-		Contactos superior e inferior concordantes y netos	
Formación Los Cuervos (Tplc)	Lodolita con intercalaciones de arenisca lítica/Lodolita, carbonosa, con intercalaciones de arenisca lítica de grano fino con mantos de carbon en la base	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	494	Paleoceno (zona B y O) (Van der Hammen, 1960) y la parte más superior equivale a la zona A del Eoceno inferior	61 - 56	Sello	-	-	1,97		Superior: concordante y neto, inferior: concordante y transicional	
Formación Barco (Tpb)	Arenisca cuarzosa	Litoral o deltáico subcontinental/continental alluvial-fluvial (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 30 (Okosun & Osterloff, 2013)	0 - 10 (Perfil de Google Earth)	294	Paleoceno inferior (Zona A) (Van der Hammen, 1960)	66 - 61	Reservorio	-	-	-		Contacto superior concordante y transicional	
Formación "Colón-Mito Juan"? (Kscm)	Lodolita / Arenisca / lodolita con pequeños nódulos limosos ferruginosos	Pantanoso a lagunar marino (Ulloa & Rodríguez, 1976) y middle shallow shelf (Caceres et al., 1997)	0 - 20 (Okosun & Osterloff, 2013)	0 - 10 (Perfil de Google Earth)	642	Maastrichtiano (Notestein *et al.*, 1944)	72,1 - 66	Sello	-	-	2,6	Boqueron de la ventura	EL contacto superior con la Fm Barco es concordante y transicional. El contacto con la Fm Luna es aparentemente concordante transicional, pero no se puede descartar la posibilidad de un hiato	
Formación la Luna (Kzl)	Caliza y porcelanita negra, lodolitas y areniscas	Marino de aguas relativamente profundas/ outer shelf (shales) (Caceres *et al.*, 1997)	100 - 200 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	235	Coniaciano - Campaniano (Richard, 1968) Coniaciano Superior - Campaniano Inferior (Fabre, 1983)	89,8 - 72,1	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	2,88	Entre los rios Raton y Chuscal	En la plancha parecen concordantes	
Formación Capacho? o Chipaque? (Ksc)	Lodolita negra con delgadas intercalaciones de limolita calcárea rica	Aguas marinas relativamente tranquilas/ marine inner shelf(capache)- middel shelf(Chipaque) (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	549	Cenomaniano y Turomano (Renz 1959; 1977)	97 - 89,8	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	3,27	Boqueron de la ventura	Contactos superior e inferior concordantes	
Formación Aguardiente? o Une? (Kia)	Arenisca, intercalaciones de lodolita y Hacia la base intercalaciones de lodolita negra	Costero en el cual alternan las arenas de varios subambientes litorales y los depósitos finos de lagunas costaneras/ middel shelf (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 50 (Okosun & Osterloff, 2013)	x	1250	Albiano medio (Richard, 1968) o el Albiano inferior y medio (Ward, 1973.) En Cundinamarca, la Formación Une se considera del Albiano o del Cenomaniano, (Burgl, 1957; CamPbell, 1962; Etayo, 1964).	108 - 97	Fuente/ reservorio/ sello	1 - 3 %	300 - 600	2,89	Sierra nevada de El Cocuy	Contactos superior e inferior concordantes	
Formación Tibú-Mercedes? o Apón? (Kitm)/ Fomeque	Lodolita con intercalaciones de caliza arenosa y de arenisca cuarzosa	Marino de salinidad normal/ shallow marine inner shelf carbonates (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	105 - 155	"Hauteriviano hasta. el Albiano basal", pero por correlación litológica Aptiano-Barremiano (Burgl, 1959)	129,4 - 108	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	4,55	Estrecha franja que atraviesa toda la plancha 137 en dirección NNW	Concordantes con las formaciones inferior (Río Negro) y superior (Aguardiente)	
Formación Río Negro (Kirn)/Grupo Caqueza/	Arenisca blanca, lodolitas gris y arenisca cuarzosa/ arenisca cuarzosa	Middle shelf (sands)/ outer shelf shales (Caceres et al., 1997)/ deltáico-fluviátil, supra e intertidal y en lagunas costaneras en medio de aguas generalmente marinas salobres y a veces dulces (García *et al.*, op. cit.)	20 - 150 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	1500-3000	Valanginiano, Hauteriviano y Barremiano y posiblemente hasta el Aptiano inferior	139,8 - 129,4	Subyacente	-	-	4,16	Borde Este del macizo de Bucaramanga	Descansa en discordancia sobre formaciones precretácicas e infrayace de manera concordante a la Formación Tibú en Colombia.	

Recopilación de los datos utilizados para la elaboración de los modelos de subsidencia y gráficas de tasas de transformación del Bloque 6 del área de Capitanejo – Bucaramanga.

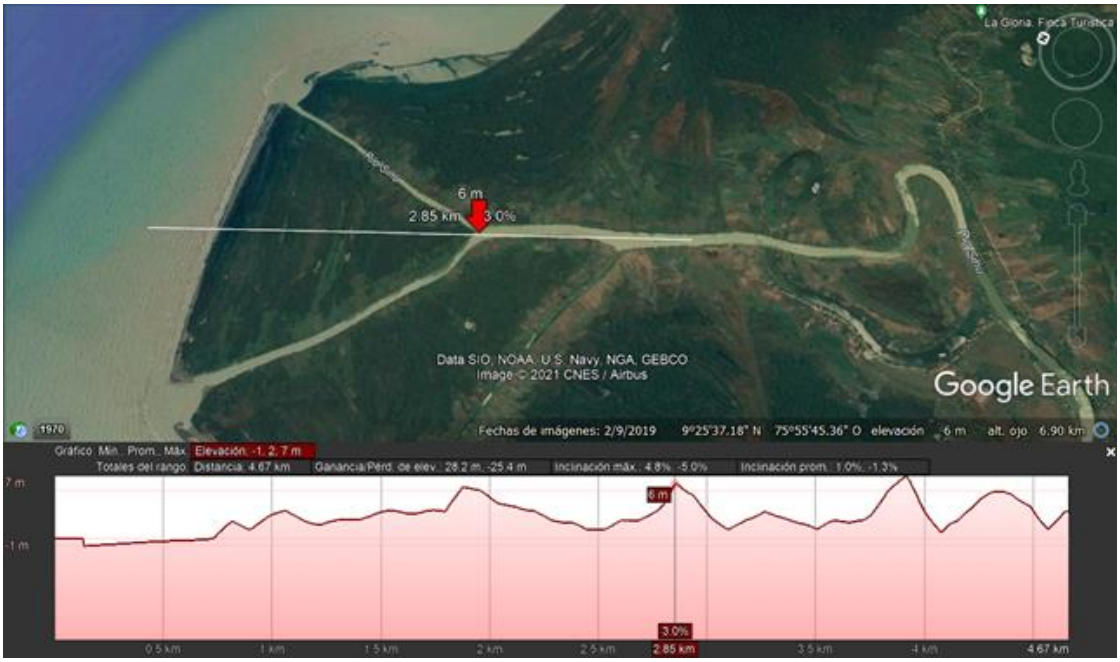
Bloque 6 - Capitanejo - Bga													
Formación	Litología	Ambiente	Batimetría (m)	Altitud (m)	Espesor (m)	Edad (Ma)	Edad Depositación (Ma)	PSE	TOC	HI	Ro	Ubicación	Contactos	Referencia
Formación Carbonera (Tec)	Lodolita negra, a veces carbonosa, con delgadas intercalaciones de areniscas. En la base de la formación una capa de hierro oolítico.	Coastal swamp - Intertidal (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	315	Eoceno Superior y Oligoceno inferior Van den Hammen (1960). Eoceno superior a Oligoceno (Notestein, 1944)	48,6 - 23,03	Sello/ Reservorio	-	-	-	Alto Tutuaro	Concordante y neto sobre mirador	
Formación Mirador (Tem)	Arenisca lítica, de grano medio a grueso, en bancos muy, gruesos, con estratificación cruzada	Aguas con corrientes fuertes en un ambiente fluvial / continental aluvial-fluvial (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 210 (Perfil de Google Earth)	150-200	La parte inferior Ecoceno inferior y la parte superior Eocenco medio, según análisis palinológicos (Van der Hammen, 1960)	56 - 48,6	Reservorio	-	-	-		Contactos superior e inferior concordantes y netos	
Formación Los Cuervos (Tplc)	Parte Superior: Lodolita verdosa a amarillenta con intercalaciones de arenisca lítica de grano fino a medio con matrix arcillosa. Parte Inferior: Lodolita negra, carbonosa, con intercalaciones de arenisca lítica	Coastal plain and lacustrine mudstones and sandstones (Sarmiento-Rojas, 2001)	0 - 6 (Gardner & Finlayson, 2018)	x	75	Paleoceno (zona B y O) (Van der Hammen, 1960) y la parte más superior equivale a la zona A del Eoceno inferior	61 - 56	Sello	-	-	-		Superior: concordante y neto, inferior: concordante y transicional	
Formación Barco (Tpb)	Arenisca cuarzosa, sublítica hacia el tope, con cemento silíceo, de color blanco, de grano medio a grueso	Litoral o deltáico subcontinental/ continental aluvial-fluvial (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 30 (Okosun & Osterloff, 2013)	0 - 10 (Perfil de Google Earth)	215	Paleoceno inferior (Zona A) (Van der Hammen, 1960)	66 - 61	Reservorio	-	-	0,68		Contacto superior concordante y transicional	
Formación Colón-Mito Juan (Kscm)	PARTE SUPERIOR: arcillolitas laminadas areniscas con oolitos de hierro y algunas capas de carbón. PARTE INTERMEDIA: areniscas con intercalaciones de arcillolitas laminadas. PARTE INFERIOR: arcillolitas laminadas y bancos de arenisca	pantanoso a lagunar marino (Ulloa & Rodríguez, 1976) y middle shallow shelf (Caceres et al., 1997)	0 - 20 (Okosun & Osterloff, 2013)	0 - 10 (Perfil de Google Earth)	700	Santoniano (Acosta, 1960; Etayo, 1969)	86,3 - 83,6	Sello	-	-	0,59	Boqueron de la ventura	EL contacto superior con la Fm Barco es concordante y transicional. El contacto con la Fm Luna es aparentemente concordante transicional, pero no se puede descartar la posibilidad de un hiato	
Formación la Luna (Kzl)	PARTE SUPERIOR: calizas en bancos delgados, capas de chert delgadas, arcillolitas laminadas y algunos bancos fosfáticos delgados. PARTE INFERIOR: arcillolitas laminadas con capas delgadas de chert, concreciones calcáreas	Marino de aguas relativamente profundas/ outer shelf (Caceres *et al.*, 1997)	100 - 200 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	300 en seccion tipo	Turoniano - Coniaciano Inferior (Richard, 1968)	77,8 - 70,5	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	-	Entre los rios Raton y Chuscal	Cocordante con Capacho pero en el límite superior disconformidad	
Formación Capacho (Ksc)	Arcillas negras laminadas, calizas fosilíferas, calizas y areniscas calcáreas con exogira squamata, calizas con estructura "cone in cone" y areniscas formando un nivel importante hacia la base	Aguas marinas relativamente tranquilas/ marine inner shelf (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	313	Cenomaniano - Turoniano Richards 1968	97 - 83,6	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	1,17	Boqueron de la ventura	Concordantes	(Vargas *et al.*, 1981)
Formación Aguardiente (Kia)	Areniscas blancas cuarcíticas, compactas, de grano fino a grueso, excepcionalmente conglomeráticas con delgados niveles de arcillas negras laminadas intercaladas	Costero en el cual alternan las arenas de varios subambientes litorales y los depósitos finos de lagunas costaneras/ middel shelf (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 50 (Okosun & Osterloff, 2013)	x	175	Albiano Superior y medio	105 - 97	Fuente/ reservorio/ sello	1 - 3 %	300 - 600	2,17	Tachira	Concordante con las formaciones adyacentes	
Formación Tibú-Mercedes (Kitm)	PARTE SUPERIOR: arcillas con intercalaciones arenáceas. PARTE INTERMEDIA: calizas. PARTE INFERIOR: areniscas a veces conglomeráticas	Marino de salinidad normal/ shallow marine inner shelf (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 20 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	426	Aptiano Superior a Albiano Superior	125 - 105	Fuente	1 - 3 %	300 - 600	3,35	Estrecha franja que atraviesa toda la plancha 137 en dirección NNW	Concordantes con las formaciones inferior (Río Negro) y superior (Aguardiente)	
Formación Río Negro (Kirn)	Areniscas blancas a grises, grano medio a grueso gradando a conglomerados que presentan localmente muscovita y moteado de materia orgánica. Intercalaciones de lutita negra, localmente arenosa	Middle shelf (sands) (Caceres *et al.*, 1997)	20 - 100 (Tipsword *et al.*, 1966)	x	150 en Guaca	Cretácico Inferior (Aptiano y Valanginiano)	139,8 - 129,4	Subyacente	-	-	-	Borde Este del macizo de Bucaramanga	Discordante en la parte inferior y concordante en la parte superior si se tiene en cuenta la edad de Richards, (1968)	
Formación Girón (Jg)	Conglomerados masivos, lenticulares, areniscas conglomeráticas, gris amarillentas a pardo rojizas y limolitas pardo rojizas	Continental (fluvio) lacustrine + CAF (Caceres *et al.*, 1997)	x	20 - 100 (Perfil de Google Earth)	1200	Jurásico Superior	168,3 - 152,1	Subyacente	-	-	-	Belen- paz de Rio	Contacto discordante	
Paleozoico del Río Nevado (Pcm)	Limolitas grises bandeadas, arcillas y limos rojos con nódulos calcáreos, calizas y esporádicos bancos de areniscas blancas cuarcíticas	Shallow marine (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 50 (Okosun & Osterloff, 2013)	x	215	Carbonífero- Permico 288Ma	223 - 251,9	Subyacente	-	-	-	Carretera Enciso-Carcasi	Contacto discordante	
Formación Floresta (Df)	Df: limolitas y arcillas laminadas, amarillo crema, de aspecto sedoso y areniscas de grano fino	Marino somero/ SM shallow marine (clásticos) (Caceres *et al.*, 1997)	0 - 50 (Okosun & Osterloff, 2013)	x	600 - 700	Devónico	407,6 - 387,7	Subyacente	-	-	-	Hacia el oeste de la Falla de Servitá, Plancha 136	Discordante sobre metamórfitas (Botero, 1950; Cediel, 1969)	

Apéndice C. Datos de paleobatimetría

Con la finalidad de entender las paleo-profundidades y elevaciones de las distintas formaciones dentro del área de estudio, se realizan unas cartas paleobatimétricas estableciendo una altura o profundidad para los ambientes en cada periodo de tiempo en base a los diagramas de Tipsword *et al*., (1966), para la profundidad de ambientes marinos, y al diagrama de Okosun & Osterloff, (2013), para la profundidad de ambientes marinos y transicionales. También, para definir la altura de los ambientes transicionales y continentales se realizan perfiles de elevación topográfica en Google Earth de los ambientes actuales de Colombia, pudiendo extrapolarlos a periodos de tiempo pasado.

Figura *a*

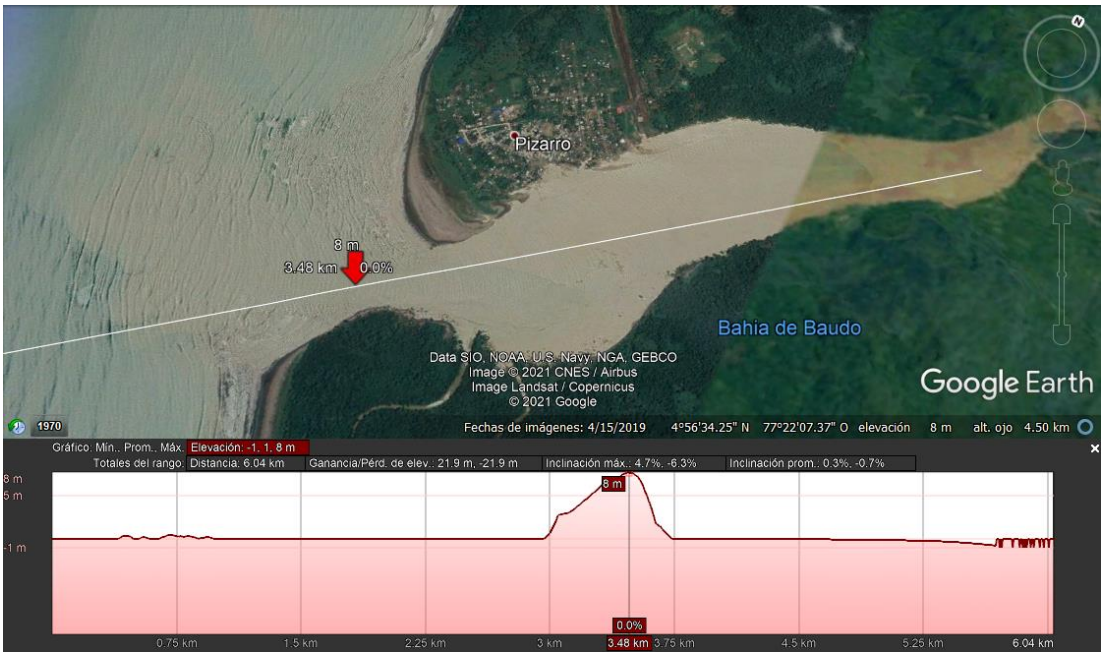
Delta del río Sinú.



Nota: En el perfil de elevación el delta alcanza una altura de hasta 6 m (flecha roja). Tomado de Google Earth.

Figura *b*

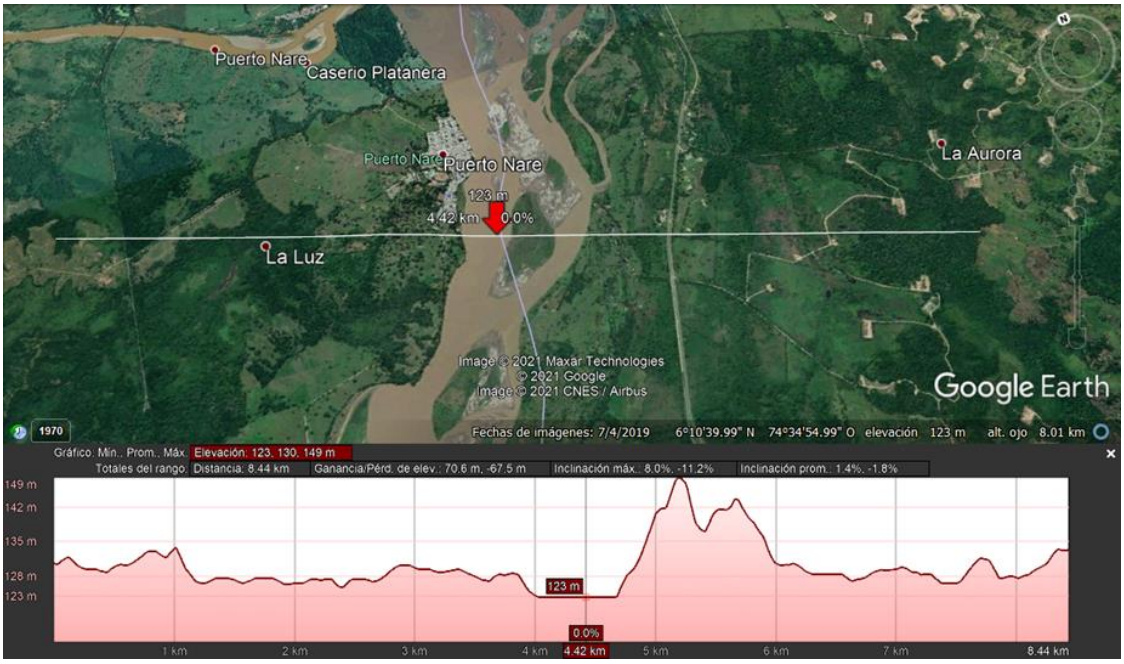
Delta del río Baudó.



Nota: En el perfil de elevación el delta alcanza una altura de hasta 8 m (flecha roja). Tomado de Google Earth.

Figura *c*

Río Magdalena: límite entre los departamentos de Boyacá – Antioquia.



Nota: El río alcanza hasta 123 m de altura en la parte más baja del cauce (flecha roja). Tomado de Google Earth.

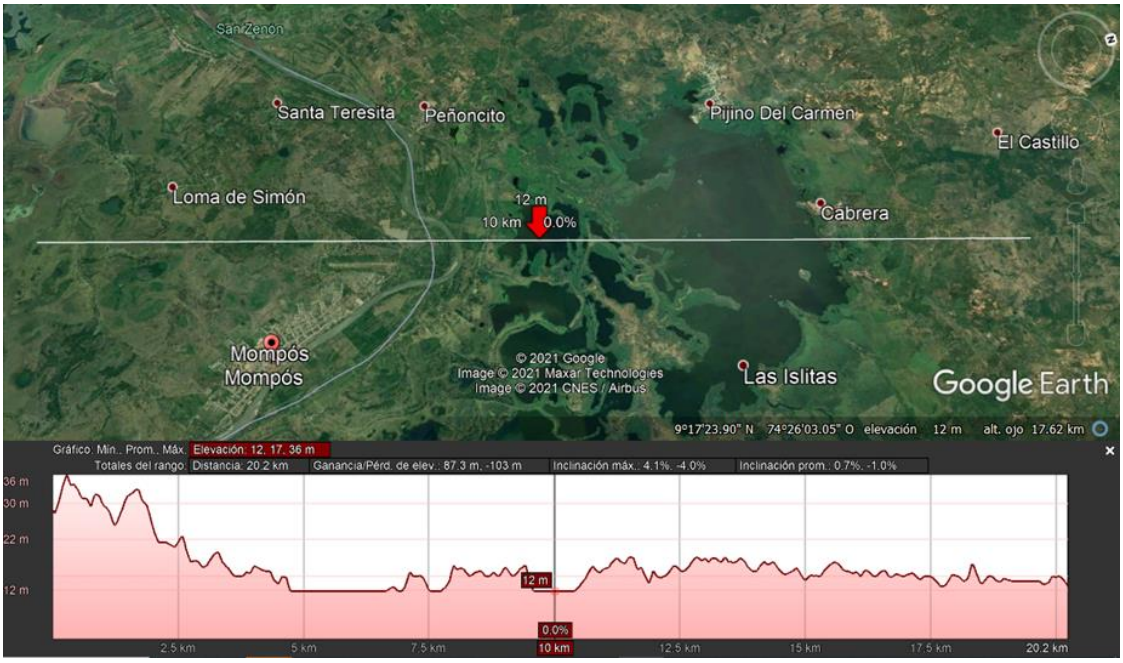
Figura *d*.

Río Magdalena: límite entre los departamentos de Cundinamarca – Tolima

Nota: El río alcanza hasta 208 m de altura en la parte más baja del cauce (flecha roja). Tomado de Google Earth.

Figura *e*

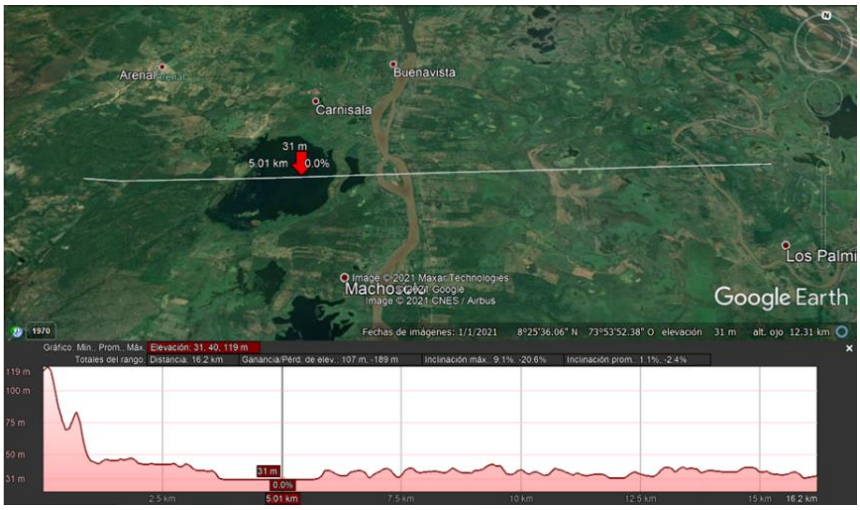
Ciénega del Pijino, Mompós (Bolívar).



Nota: La ciénega alcanza una altura entre 10 y 15m en su parte más baja (flecha roja). Tomado de Google Earth.

Figura *f*

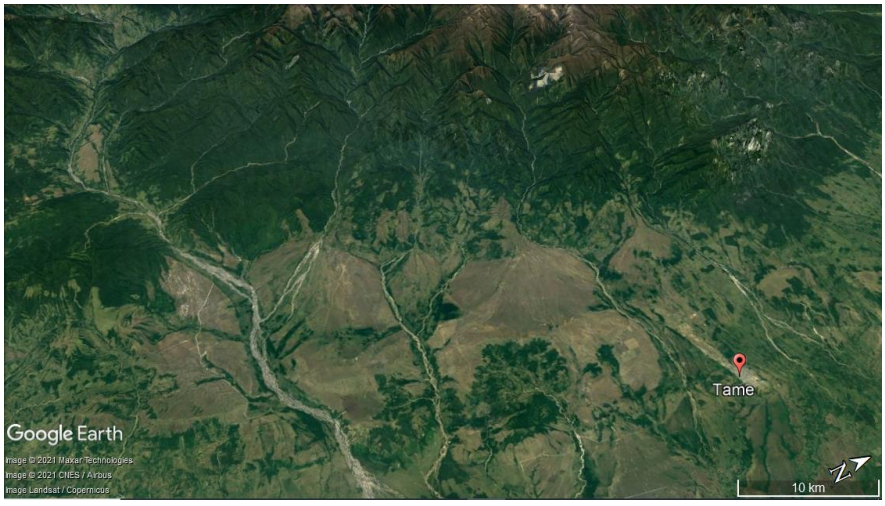
Ciénega de Morrocoy: límite de los departamentos de Bolívar – Cesar.



Nota: La ciénega alcanza una altura entre 30 y 35m en su parte más baja (flecha roja). Tomado de Google Earth.

Para el ambiente continental de zonas de depósito adyacentes a abanicos de piedemonte, se muestra una imagen panorámica de los distintos abanicos del Piedemonte Llanero al este de la Cordillera Oriental, obteniéndose una mejor visualización de este tipo de ambiente (**Figura g**) y, además, unas imágenes detalladas de estos (**Figura h** y **Figura i**).

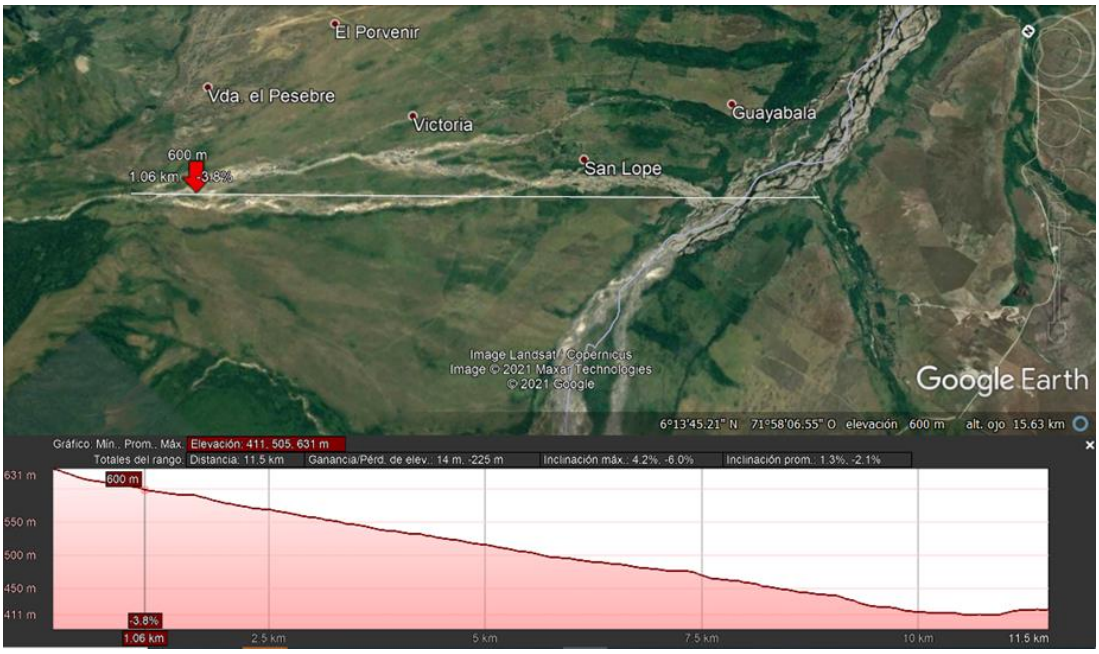
Figura *g* *Panorámica de los abanicos del Piedemonte Llanero.*



Nota: Se observa el pueblo de Tame, Arauca como referente geográfico. Tomado de Google Earth.

Figura *h*

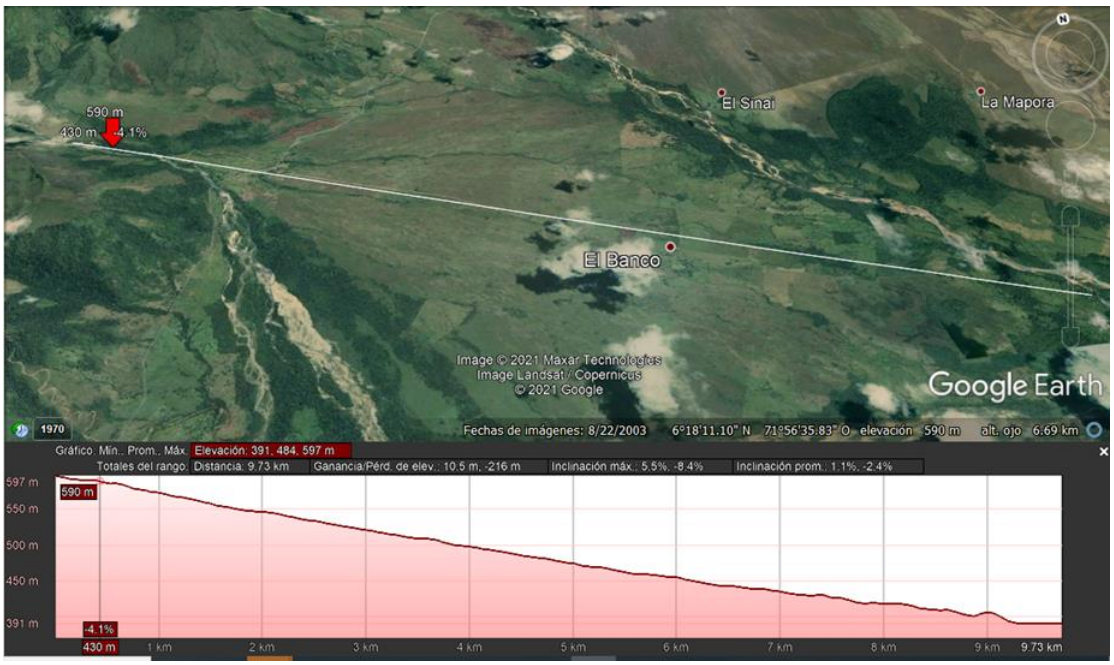
Abanico del río San Lope en el Piedemonte Llanero.



Nota: El ápice del abanico (flecha roja) alcanza una altitud de 600 m. Tomado de Google Earth.

Figura *i*

Abanico del río Tocoragua en el Piedemonte Llanero.



Nota: El que el ápice del abanico (flecha roja) alcanza una altitud de 597 m. Tomado de Google Earth.

La paleobatimetría obtenida en el área de Arcabuco (**Figura j**), Floresta (**Figura k**), Soápaga – Guaicáramo (**Figura l**) y El Cocuy (**Figura m**) se compara con las líneas eustáticas del nivel del mar de EXXON, (1988), y Hallam & Cohen, (1989), para entender su relación con la formación de los ambientes a lo largo del tiempo geológico.

Figura *j*

Paleobatimetría del bloque de Arcabuco.

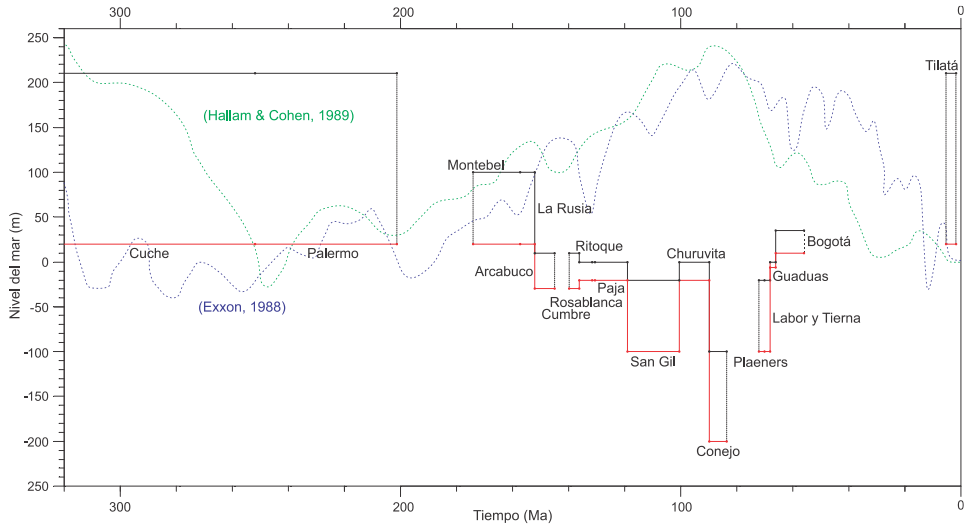


Figura *k*

Paleobatimetría del bloque de Floresta.

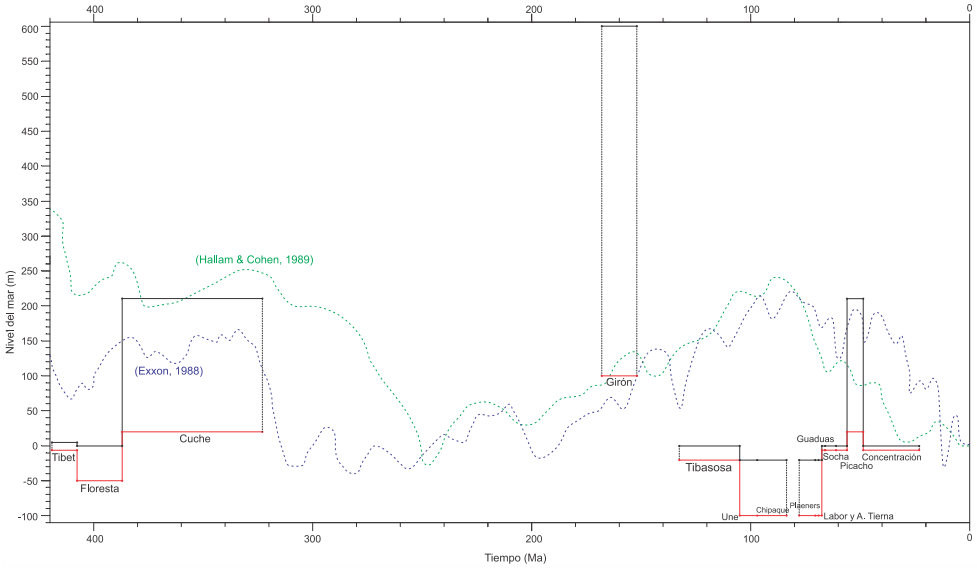


Figura *l*

Paleobatimetría del bloque Soápaga – Guaicáramo.

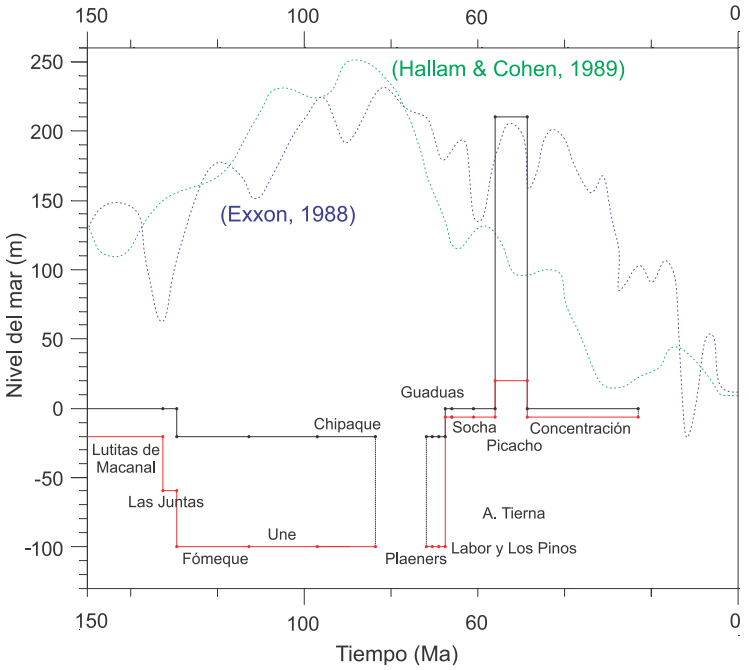
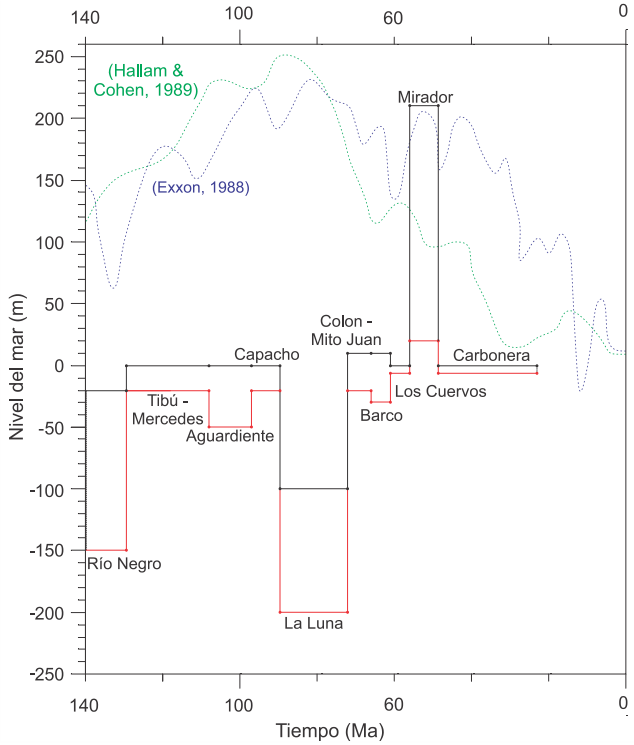


Figura *m*

Paleobatimetría del bloque de El Cocuy.

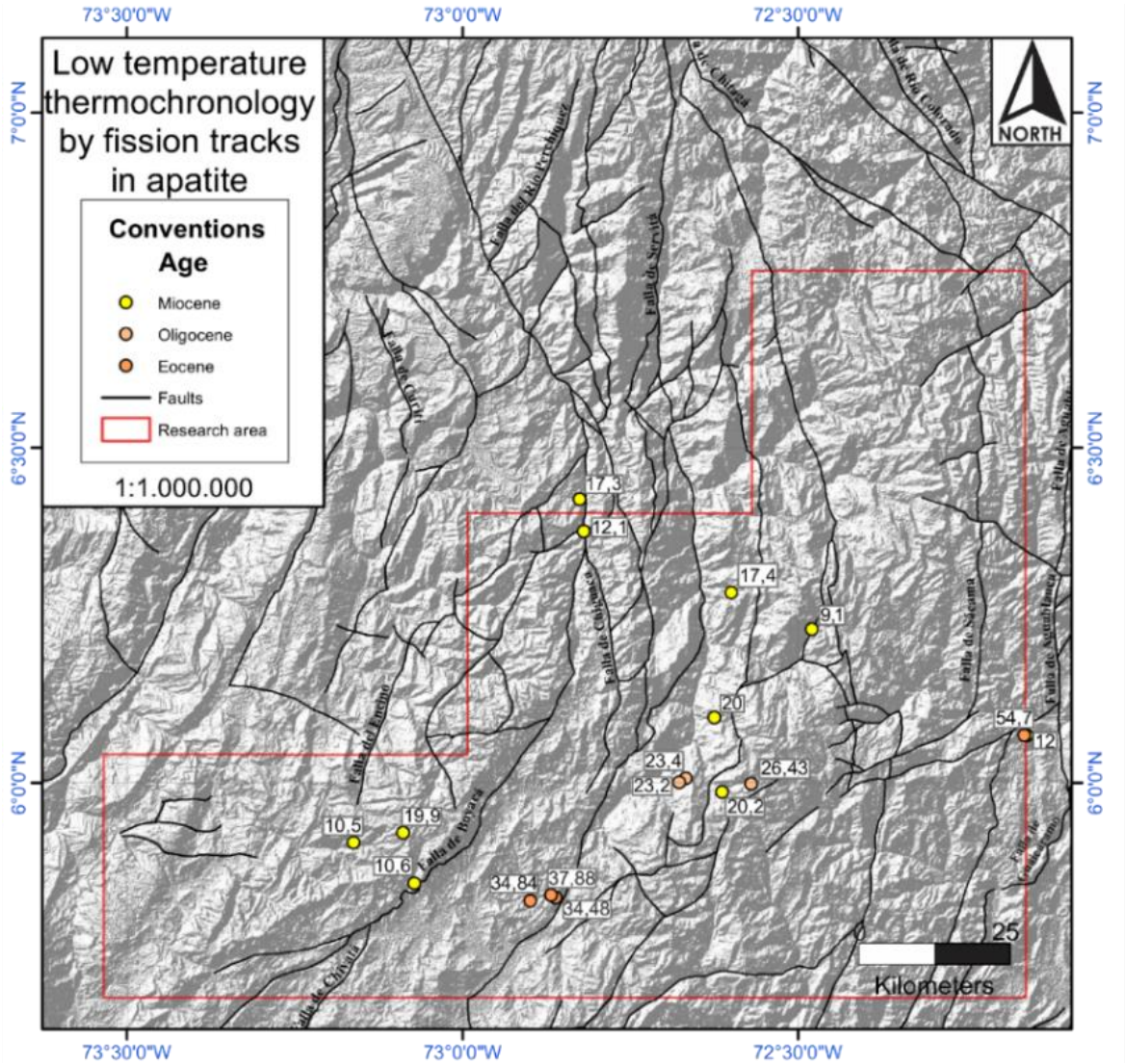


Apéndice D. Recopilación de datos termocronológicos

Se realizan diferentes mapas (**Figura a**, **Figura b**, **Figura c** y **Figura d**) de la distribución de los datos por tipo de método en el área de estudio entre edades del Cretácico Inferior y Pleistoceno.

Figura *a*

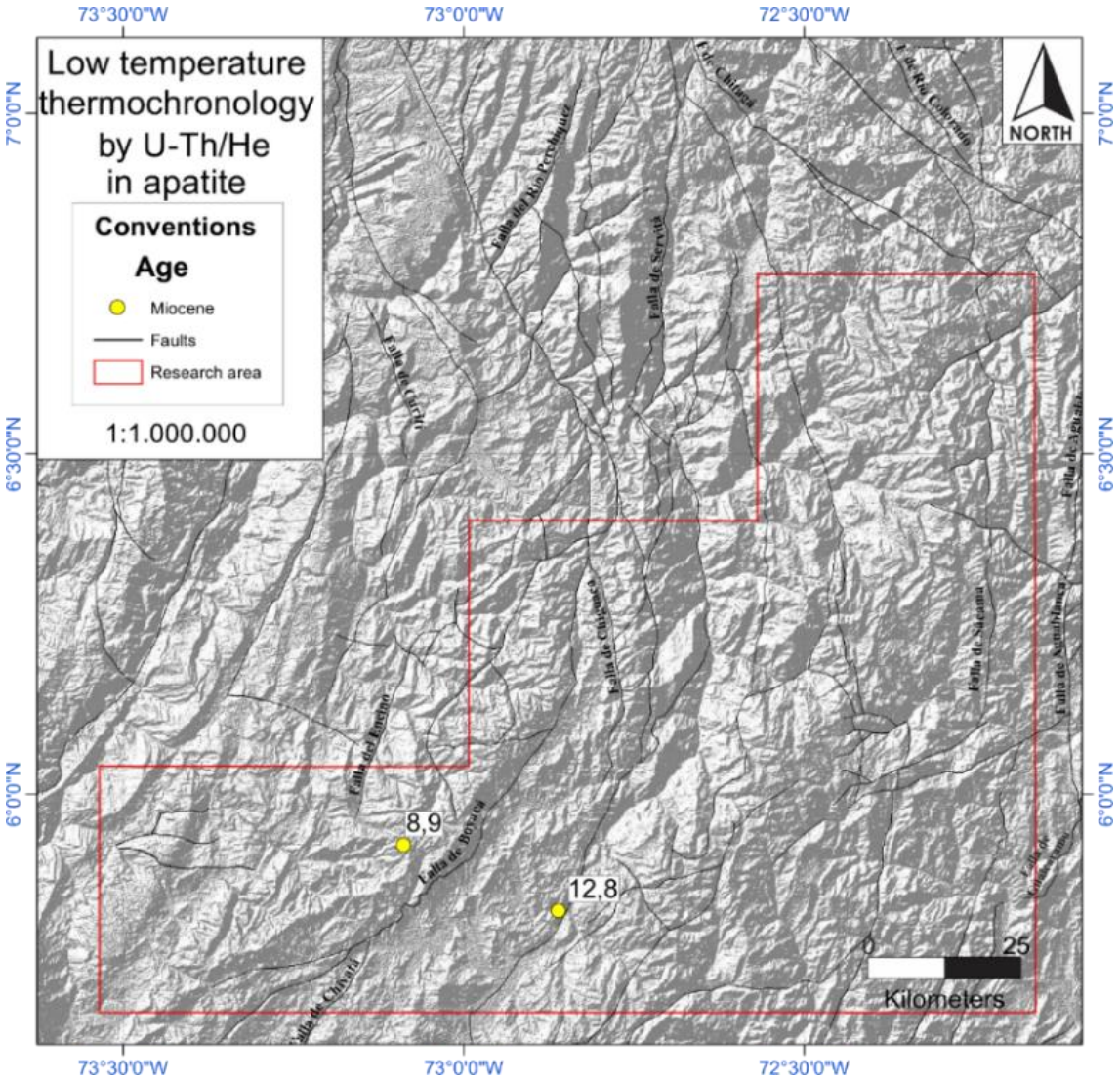
Mapa de datos de termocronología por el método de huellas de fisión en apatito.



Nota: Datos tomados de Parra *et al*., (2009b); Mora *et al*., (2010); Ramírez-Arias *et al*., (2012) y Van der Lelij, (2013).

Figura *b*

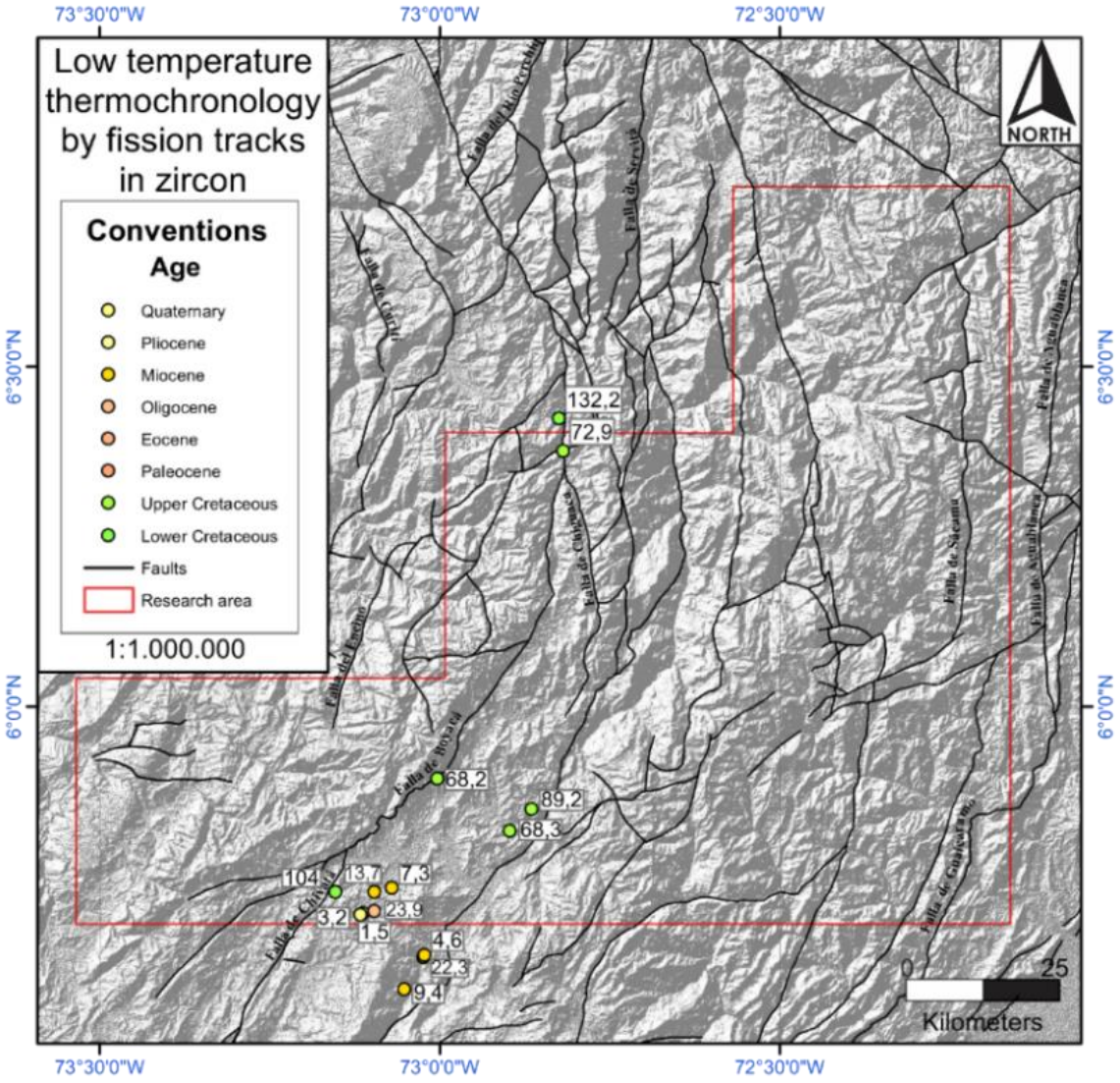
Mapa de datos de termocronología por el método U-Th/He en apatito.



Nota: Datos tomados de Ramírez-Arias *et al*., (2012).

Figura *c*

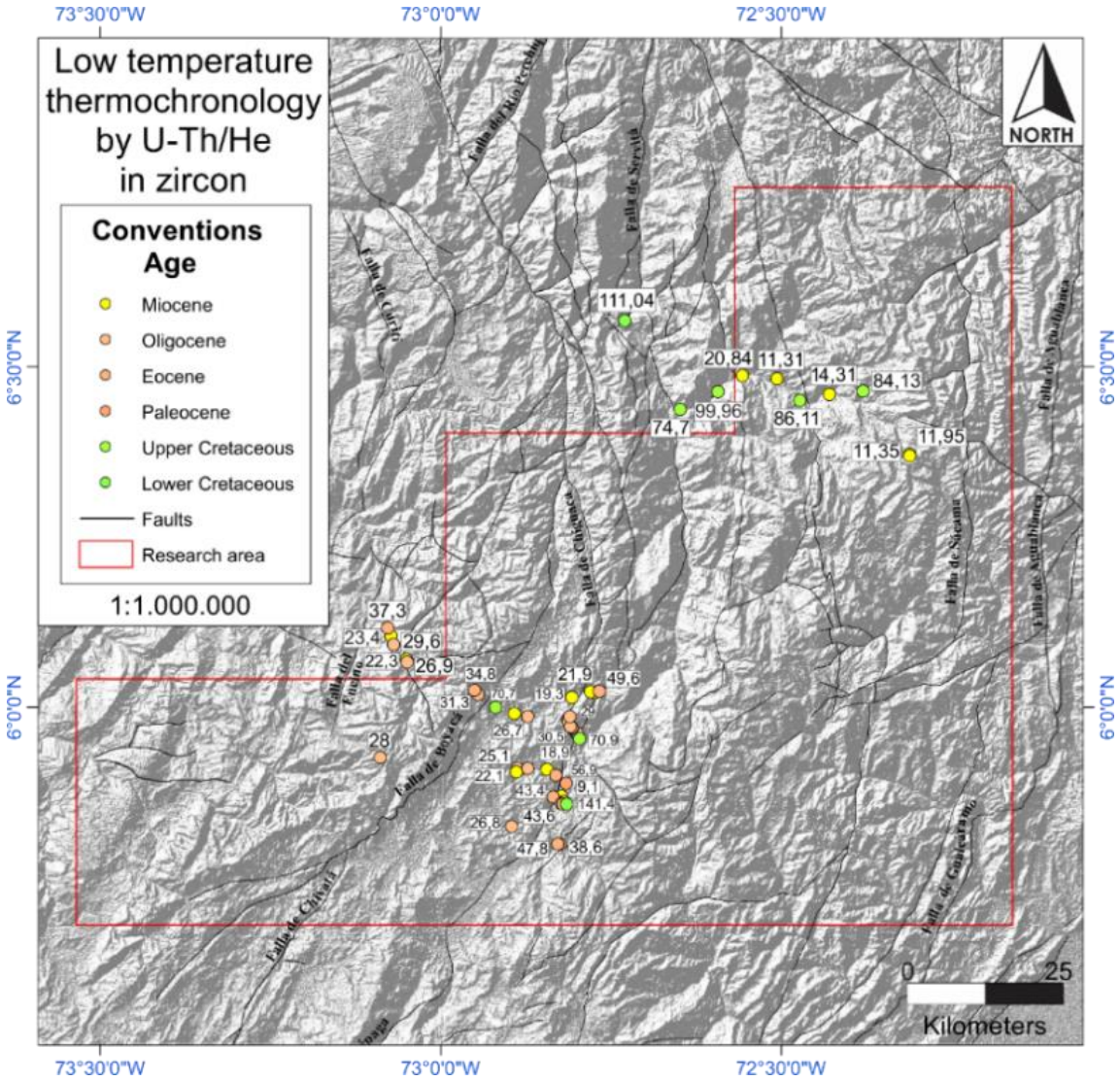
Mapa de datos de termocronología por el método de huellas de fisión en Zircón.



Nota: Datos tomados de Parra *et al*., (2009b); Mora *et al*., (2010); Van der Lelij, (2013) y *Bernet et al*., *(2016).*

Figura *d*

Mapa de datos de termocronología por el método de huellas de fisión en Zircón.



Nota: Datos tomados de *Saylor et al., (2012a, b); Ramírez-Arias et al., (2012), y Siravo et al., (2018).*