

**"ESTUDIO DE ISÓTOPOS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$) Y ESTRONCIO
($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) EN LOS DEPÓSITOS CRETÁCEOS-TERCIARIOS DE LA
CORDILLERA ORIENTAL"**

Departamento de Ciencias Geológicas

MARIO MORENO SÁNCHEZ

GUSTAVO HINCAPIÉ JARAMILLO

**UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA DE GEOLOGÍA
Manizales, Mayo de 2010**

TABLA DE CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS..... 4

LISTA DE TABLAS..... 8

LISTA DE ANEXOS..... 9

1. INTRODUCCIÓN 11

 1.1 JUSTIFICACIÓN..... 11

 1.2 OBJETIVO..... 14

 1.2.1 Objetivo General 14

 1.2.2 Objetivos específicos 14

 1.2 LOCALIZACIÓN 14

 1.3 METODOLOGÍA..... 15

2. UNIDADES GEOLÓGICAS EN LA SECCIÓN DE VILLA DE LEYVA..... 17

 2.1 FORMACIÓN ARCABUCO 17

 2.2 FORMACIÓN ROSABLANCA 19

 2.3 FORMACIÓN RITOQUE 23

 2.4 FORMACIÓN PAJA 24

 2.5 GRUPO SAN GIL 26

 2.5.1 Formación San Gil Inferior 27

 2.5.2 Formación San Gil Superior 29

 2.6 GRUPO CHURUVITA 29

 2.6.1 Formación Churuvita 30

 2.6.2 Formación San Rafael..... 30

 2.7 FORMACIÓN CONEJO 32

 2.8 GRUPO GUADALUPE 33

 2.8.1 Formación Plaeners 33

 2.8.2 Conjunto de Limolitas y arcillolitas y Arenisca Tierna 35

 2.9 FORMACIÓN GUADUAS..... 36

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL 39

 3.1 PLIEGUES 39

 3.1.1 Anticlinal de Arcabuco 39

3.1.2	Sinclinal de Churuvita	41
3.1.3	Sinclinal de Sora-Cucaita.....	43
3.1.4	Anticlinal de Sora-Cucaita	44
3.2	FALLAS	44
4.	ISÓTOPOS DE ESTRONCIO ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	48
4.1	EVENTOS ANÓXICOS DURANTE EL CRETÁCICO EN LA REGIÓN DE VILLA DE LEYVA	48
4.2	ELEMENTOS TRAZA EN FÓSILES.....	49
4.3	EL CICLO DE ESTRONCIO	50
4.4	ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	53
4.5	UTILIDAD DE LA CURVA $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ LOCAL.....	60
5.	ISÓTOPOS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$)	61
5.1	RESULTADOS.....	62
5.2	ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	63
5.2.1	Excursiones positivas en el Cretácico inferior.....	63
5.2.2	Excursiones positivas en el Cretácico superior	66
5.2.3	Excursiones negativas	66
5.3	UTILIDAD DE LAS CURVAS $\delta^{13}\text{C}$ LOCALES.....	67
6.	REFLECTANCIA DE LA VITRINITA.....	69
6.1	FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA DE REFLECTANCIA DE LA VITRINITA .	69
6.2	RESULTADOS	71
6.3	ANÁLISIS DE RESULTADOS DE REFLECTANCIA DE VITRINITA.....	72
6.3.1	Cálculos de Temperatura máxima (Tmax).....	72
6.3.2	Cálculo de la profundidad	77
6.3.3	Relación Reflectancia máxima-reflectancia mínima	78
7.	CONCLUSIONES	80
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	84

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Localización del área de estudio. 16

Figura 2.1 Ambientes de depósito de las formaciones Arcabuco y Cumbre según Renzoni, 1985. 19

Figura 2.2 Ambiente de depósito de la Formación Arcabuco según Galvis y Rubiano, 1985..... 20

Figura 2.3 Esquema que explica la presencia de cuñas de la Formación Rosablanca formadas durante el Cretácico más temprano en los alrededores del Cerro de San Marcos. En este modelo se sugiere que existe una discordancia entre las Formaciones Rosablanca y Arcabuco (Jsa). Sin escala. 21

Figura 2.4 Ambiente de depósito de la Formación Rosablanca (según Cardozo y Ramírez, 1985). 22

Figura 2.5 Reconstrucción de los ambientes de depósito de la Formación Ritoque según Ballesteros y Nivia, 1985..... 24

Figura 2.6 Ambiente de depósito de la Formación Paja según Forero y Sarmiento 1985..... 27

Figura 2.7 Mapa de facies para el Cretácico Temprano de la región centro colombiana según Etayo-Serna et al., 2003)..... 28

Figura 2.8 Sección estratigráfica entre el Valle Medio del Magdalena, Villa de Leyva, y la Sierra Nevada del Cocuy (modificado de Villamil y Hay, 1999). 28

Figura 2.9 Fotografía panorámica de plegamientos en la Formación Churuvita entre las estaciones Cj3.7 y Cj4.2 en el sureste del sector C. La carretera Tunja-Villa de Leyva es el aspecto central de la fotografía. En color verde se resaltan cuerpos de calizas y areniscas con intercalaciones de shales. En color más claro se han delimitado algunos cuerpos de areniscas calcáreas espesas. Los vehículos sirven de escala..... 31

Figura 2.10 Diagrama que muestra la circulación y surgencia, y su incidencia en la depositación de sílice. 36

- Figura 3.1** Vista del flanco este del Anticlinal de Arcabuco, a 600 metros después del Corregimiento de Chiquiza. Contacto concordante entre las formaciones Arcabuco y Ritoque e igualmente concordante entre las formaciones Ritoque y Paja..... 40
- Figura 3.2** Vista panorámica del flanco SE del Anticlinal de Arcabuco, desde de la vía Peaje Sáchica – Alto del Arrayán, al frente de la entrada al Corregimiento de Chiquiza. 41
- Figura 3.3** Carretera Tunja – Villa de Leyva (entre Peaje Sáchica – Alto del Arrayán), 500 metros antes del Alto del Arrayán. Pliegue apretado asimétrico, con vergencia hacia el SSW, afecta a estratos de arenitas finas rojas (con niveles concreciones de composición arcillolimososa en este estrato) y limolitas grises (placas de yeso no superiores a los 2 cms de espesor), Formación Paja. Algunos estratos presentan pequeños plegamientos. 42
- Figura 3.4** Vista panorámica del flanco oeste del sinclinal de Churuvita. Se puede notar los pliegues de segundo orden, sinclinal a la derecha y anticlinal a la izquierda de la Figura. Hacia la izquierda la carretera va hacia Tunja... 43
- Figura 3.5** Vista hacia el Alto de Las Juntas, desde la carretera hacia Tunja, los estratos de la izquierda de la figura buzan hacia la izquierda (NW), mientras que los estratos de la derecha buzan hacia la derecha (SE), conformando una estructura anticlinal, la cual pertenece a una serie de plegamientos del flanco este del Anticlinal de Sora-Cucaita. 45
- Figura 3.6** Vista panorámica que muestra un pequeño sinclinal perteneciente a la zona de pliegues menores del flanco este del Anticlinal de Sora-Cucaita, Formación Conejo. La altura del muro al lado de la carretera es de 15 cm. 45
- Figura 3.7** Vista panorámica de un conjunto de pliegues gravitatorios desarrollados en la Formación Plaeners, flanco este del Anticlinal Sora-Cucaita. La vergencia de los pliegues es hacia el SE. La escala es la retroexcavadora cerca al centro de la gráfica. 46
- Figura 3.8** A. Vista de la zona de deformación ubicada cerca al límite de las formaciones Paja y San Gil, sobre la carretera Villa de Leyva-Tunja. Se aprecia el límite este de la zona de deformación. B. Esquema interpretativo, en el que se graficaron sólo algunas superficies de estratificación. 47
- Figura 4.1** Modelo que explica el fraccionamiento del estroncio durante la cristalización de magmas. 51

Figura 4.2 Esquema que representa los valores más comunes de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en diferentes ambientes geológicos (Leeder, 1999). 52

Figura 4.3 Curva que muestra un incremento gradual de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ a partir de análisis de fósiles calcáreos, que comenzó hace 100 millones de años 54

Figura 4.4 Datos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la sección de Villa de Leyva en la sección estudiada y comparados con la columna de Etayo-Serna (1968). Los puntos en color violeta representan los valores de radios isotópicos situados en la columna geológica general. Solamente se ven representados los sectores con calizas dado que las muestras analizadas debían ser calcáreas. Por esta razón los sectores lutíticos y areníticos aparecen sin datos. 55

Figura 4.5 Curva mundial de estroncio para el Fanerozoico según Burke et al. 1982. 56

Figura 4.6 Curva de Sr87/Sr86 según datos de Burke et al. 1982. Los datos de este trabajo se señalaron con un círculo amarillo. La dispersión de alguno de los datos con relación a la curva mundial sugiere diagénesis alta para parte de la secuencia..... 57

Figura 4.7 Mapa modificado del norte de Suramérica de Kenndal y Pindell (2009) en el que se muestra las relaciones tectónicas y paleo geográficas para Hauteriviano-Barremiano..... 59

Figura 5.1 Curva local de variación $\delta^{13}C$, para el intervalo cretácico aflorante en la carretera Villa de Leyva-Tunja, en la que se observan excursiones positivas y negativas, curva global $\delta^{13}C$ para agua de mar, y eventos anóxicos oceánicos para Cretácico. * La curva global se generó con el programa Time Scale Creator 4.2 (Lugowski et al., 2009), el cual utiliza los datos de Follmi et al., 2006 (en Lugowski et al., 2009) para el Cretáceo inferior (69-100 Ma) y Jarvis et al.,2006 (en Lugowski et al., 2009) para el Cretáceo superior (109-145 Ma). 65

Figura 6.1 Relación entre reflectancia de vitrinita y generación y destrucción de hidrocarburos. (Tomado y modificado de Spalletti, 2009). .. 71

Figura 6.2 Ubicación de los resultados de los análisis de reflectancia de la vitrinita en la columna estratigráfica. 73

Figura 6.3 Gráfico reflectancia de la vitrinita (%Ro) versus Temperatura máxima calculada, en el gráfico se muestran los resultados calculados mediante los modelos de Waples, Middleton y Easy%Ro..... 76

Figura 6.4 Gráfica que muestra la relación de reflectancia máxima de la vitrinita (R_{max}) contra reflectancia mínima de la vitrinita (R_{min}), la gráfica muestra una pendiente positiva y suave. 79

LISTA DE TABLAS

Tabla 6. 1 Principales zonas de generación de hidrocarburos y valores límites de reflectancia de la vitrinita Allen and Allen, 1990). 70

Tabla 6.2 Resultados de los análisis de reflectancia de vitrinita (R_o), reflectancia máxima (R_{max}), reflectancia mínima (R_{min}) y tamaño de las partículas de materia de orgánica. 74

Tabla 6.3 Modelos simplificados para los modelos de Waples, Middleton y Easy% R_o , tomado de Wang et al. (2005). T_{max} = Temperatura máxima alcanzada por la roca, $\ln R_o$ = logaritmo natural del valor de reflectancia de la vitrinita, $\ln H_r$ = logaritmo natural de la tasa de calentamiento..... 74

Tabla 6.4 Resultados T_{max} (en grados centígrados) según los modelos de Waples, Middleton y Easy% R_o aplicados a los valores de reflectancia de vitrinita. 75

Tabla 6.5 Datos de profundidad (en kilómetros) calculados mediante datos de temperatura, hallados mediante la fórmula del modelo Easy% R_0 78

LISTA DE ANEXOS

- Anexo 1.1** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita.....En bolsillo
- Anexo 1.2** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector A.....En bolsillo
- Anexo 1.3** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector B.....En bolsillo
- Anexo 1.4** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector C.....En bolsillo
- Anexo 1.5** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector D.....En bolsillo
- Anexo 1.6** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector E.....En bolsillo
- Anexo 1.7** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector F.....En bolsillo
- Anexo 1.8** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector G.....En bolsillo
- Anexo 1.9** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector H.....En bolsillo
- Anexo 1.10** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector I.....En bolsillo
- Anexo 1.11** Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector J.....En bolsillo
- Anexo 2.1** Asociación de amonites para uso en Colombia (Etayo-Serna, 1979).....105
- Anexo 2.1** Columna estratigráfica de las formaciones Ritoque, Paja, Rosablanca y Arcabuco.....En bolsillo
- Anexo 2.2** Columna estratigráfica de la Formación Paja.....En bolsillo
- Anexo 2.3** Columna estratigráfica de las formaciones San Gil y Churuvita.....En bolsillo

Anexo 2.4	Columna estratigráfica de las formaciones Churuvita, San Rafael y Conejo.....	En bolsillo
Anexo 2.5	Columna estratigráfica del Miembro Cucaita.....	En bolsillo
Anexo 2.6	Columna estratigráfica de la Formación Conejo, parte superior.....	En bolsillo
Anexo 2.7	Columna estratigráfica de la Formación Plaeners.....	En bolsillo
Anexo 4.1	Protocolo para el tratamiento y análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	114
Anexo 4.2	Resultados de los análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	117
Anexo 4.3	Posición estratigráfica (en m por encima de la base) de las muestras analizadas y el valor de medida de cada uno de los parámetros estudiados.....	120
Anexo 5.1	Resultados de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$	129
Anexo 6.1	Resultados de los análisis de reflectancia de la vitrinita.....	135

1. INTRODUCCIÓN

Desde la ley de superposición la estratigrafía ha visto un desarrollo rápido gracias a nuevos métodos de datación absoluta y relativa. La estratigrafía moderna ha encontrado que el uso de curvas basadas en isótopos (e.g. estroncio, carbono y oxígeno) es el perfecto complemento con otros métodos de datación para ajustar la tabla de tiempo geológico absoluto. Grandes avances se han hecho al utilizar las curvas mundiales, sin embargo los intentos de crear tablas de tiempo geológico precisas, usando procesos físicos y biológicos, no ha sido una tarea fácil y tiene una larga historia.

Durante el siglo XIX se avanzó en la construcción de una tabla de tiempo geológico global, que en su elaboración usó en esencia los principios de superposición de estratos y sucesión faunística. Hasta ese entonces se desconocía la verdadera magnitud del tiempo geológico por lo cual poco se progresó en los tempranos intentos de tener una cronología absoluta, aunque se hicieron varios intentos asumiendo tasas de sedimentación o salinidad como bases para los cálculos.

El paso definitivo hacia dataciones absolutas fue dado cuando en 1893 el francés A. Henri Becquerel descubre la radioactividad. En 1898 Marie y Pierre Curie descubren que la fuente de esa radioactividad provenía de elementos inestables como el Radio y el Polonio. A principios del siglo XX, Ernest Rutherford (Nueva Zelanda) y Frederick Soddy (Inglaterra) deducen que los procesos de desintegración radioactiva se dan a tasas constantes características para cada elemento inestable, así crean el concepto de *vida media*. Uno de los primeros intentos de usar elementos radiactivos para datar rocas fue el de Boltwood en 1905 seguido por los trabajos del geólogo Británico Arthur Holmes en 1911. En 1913 se descubren la existencia de los isótopos, que son los átomos de un elemento con diferente número de neutrones, lo cual facilita los cálculos de decaimiento y de esta manera se consigue una mejor solución. En 1927 Holmes publica por primera vez los resultados de esas dataciones en su conocido libro *The Age of the Earth, an Introduction to Geological Ideas*.

En 1954 C. Emiliani publica varios artículos dedicados a los foraminíferos en núcleos de fondos oceánicos y demuestra que el oxígeno incorporado al esqueleto de organismos marinos refleja el fraccionamiento isotópico predicho por los experimentos de H. Urey en 1947. Las variaciones episódicas de las relaciones entre el $^{18}O/^{16}O$ (isótopos estables de oxígeno más comunes) comienzan a utilizarse como una nueva herramienta estratigráfica y paleoclimática (durante las fases glaciales de la historia el

océano se enriquece con el isótopo pesado). A este método le siguieron otros que utilizan el mismo principio, entre ellos los basados en isótopos de carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) y estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

La herramienta más utilizada en estratigrafía en Colombia ha sido el uso de los fósiles y su zonación. Este método se ha aplicado en los cuerpos sedimentarios Fanerozoicos de Colombia. Las rocas que contienen los mayores reservorios poseen principalmente polen, esporas y en menor proporción dinoflagelados, foraminíferos y nanofósiles calcáreos. En el mesozoico se han estudiado principalmente los foraminíferos, dinoflagelados e invertebrados marinos (e.g. bivalvos, amonitas). Sin embargo, a pesar de que se ha avanzado en el conocimiento de la bioestratigrafía, es importante utilizar otros métodos disponibles que sirvan para calibrar las asociaciones de fósiles a la escala internacional de tiempo geológico. Esto, además de mejorar la resolución en la correlación de las unidades geológicas, permitiría contar con otra herramienta para ubicar en el tiempo intervalos estratigráficos problemáticos que no poseen fósiles y, por tanto, su edad geológica se basa únicamente en relaciones estratigráficas.

La meta de la estratigrafía moderna es integrar todos estos métodos y construir una única tabla de tiempo geológico. El ideal moderno es construir una herramienta mundial de correlación basada en información de estratotipos, bioestratigrafía, y dataciones radiométricas. La fecha absoluta de rocas sedimentarias a menudo se hace imposible cuando no existen materiales adecuados para datación radiométrica, por ello se debe recurrir a la intercalibración con otros métodos que implican el uso de eventos geológicos. Estos eventos pueden ser magnetoestratigráficos, oscilaciones marinas, curvas isotópicas, anomalías geoquímicas (e.g. picos de elementos raros como el iridio), etc.

La naturaleza rotatoria y la perturbación que esta causa en las perforaciones profundas a menudo dificulta el establecimiento de una magnetoestratigrafía segura. De esta manera los bioestratígrafos deben recurrir a calibraciones usando zonaciones con amarre en dataciones radiométricas. Estas escalas a su vez pueden ser usadas para calibrar eventos geológicos.

La información geoquímica adquirida en los últimos años en el mundo muestra que a través del tiempo geológico se han producido cambios fundamentales en la atmósfera y la biósfera, los cuales quedaron reflejados en el registro litológico. Dado que son eventos de extensión global y, en algunos casos, de corta duración y de tasas constantes, han permitido crear curvas de referencia que pueden ser empleadas para refinar los métodos de

datación y correlación estratigráfica a cortas (e.j. intracuenca) y grandes distancias (e.g Intercontinentales). Los análisis de carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) y estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en rocas sedimentarias permiten obtener la curva local de variación de estos isótopos. Los resultados pueden ser comparados con las curvas de variación estándar, así se puede determinar hasta qué punto las secuencias sedimentarias se ajustan a la curva mundial o en caso contrario se podrían deducir los alcances de procesos que pueden alterar el contenido isotópico de las unidades estudiadas.

El término "Terciario" se usa en su sentido informal en el título de este trabajo, desde que la Comisión Internacional de Estratigrafía (*International Commission on Stratigraphy*, ICS) lo abolió como unidad formal y su rango natural fue remplazado por el Paleógeno y Neógeno.

Este informe corresponde al contrato interadministrativo No. 040 de 2008, suscrito entre la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) y la Universidad de Caldas.

1.1 JUSTIFICACIÓN

La estratigrafía química tiene varias aplicaciones. El estudio de isótopos estables e inestables especialmente de carbono, oxígeno y estroncio, es útil para analizar cambios paleoclimáticos y paleoceanográficos (Einsele et al., 1991). Cambios de corto término en la temperatura del agua, la salinidad o el ciclo de almacenamiento del carbón se traducen en cambios bruscos en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$.

El estudio de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), en muestras tomadas a través del Mesozoico y Cenozoico han permitido elaborar curvas de referencia que han sido calibradas con la escala de tiempo geológico en diferentes partes del mundo (Ogg et al., 2004). Las curvas de isótopos de carbono estable pueden ser obtenidas en depósitos tanto marinos como continentales. La única condición es que posean cierta cantidad de materia orgánica o carbonato biogénico. En contraste, el método del Sr solo puede ser empleado en sucesiones marinas con materiales calcáreos que hayan sufrido poca o nada de diagénesis (Mcarthur and Howarth, 2004).

Para tratar de determinar la validez que pueda tener la aplicación de estas curvas en Colombia se propuso la región de Tunja-Villa de Leyva (Cuenca de la Cordillera Oriental), la cual posee un registro sedimentario que va desde el Jurásico tardío hasta el Paleógeno (Etayo-Serna, 1968b; Renzoni, 1981) y que en primera instancia parecía no presentar hiatos ni complicaciones

estructurales, y además presenta rocas con contenido de materia de orgánica y fósiles calcáreos con carbonato biogénico.

Por otro lado, el análisis de reflectancia de vitrinita es de mucha utilidad en la interpretación de la maduración de la materia orgánica en rocas sedimentarias; a partir de datos de reflectancia de vitrinita y de relaciones empíricas, se puede deducir la temperatura máxima alcanzada por la vitrinita, al ser sometida a enterramiento en una cuenca sedimentaria, en unión con otros análisis, como por ejemplo pirolisis, se puede deducir la evolución térmica de una cuenca y calcular los espesores erodados posteriormente.

1.2 OBJETIVO

1.2.1 Objetivo General

Realizar una curva patrón de isótopos de carbono estable ($\delta^{13}C$) y de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en el intervalo cretáceo- Paleógeno de la región de Villa de Leyva (Boyacá, Colombia).

1.2.2 Objetivos específicos

Levantar y muestrear las secciones estratigráficas presentes en el área de estudio.

Realizar el análisis de isótopos de carbono estable ($\delta^{13}C$) y $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las muestras colectadas para tal fin.

Elaborar la curva de variación de carbono estable ($\delta^{13}C$) y $^{87}Sr/^{86}Sr$ para cada una de las secciones estudiadas.

Comparar las curvas resultantes con las curvas estándares mundiales y establecer los puntos más propicios para correlación.

Hacer una discusión acerca de los alcances y limitaciones de la información obtenida.

1.2 LOCALIZACIÓN

La zona de estudio se localiza cerca al eje de la Cordillera Oriental de Colombia, en la parte central del Departamento de Boyacá a lo largo de la carretera Tunja-Villa Leyva y sectores aledaños, tales como el corregimiento de Sora, Municipio de Cucaita, carretera hacia el Municipio de Samacá, donde se encuentran expuestas las rocas del intervalo Cretáceo-Paleógeno (Figura 1.1). El área comprende parte de las planchas topográficas 191-I-A, 191-I-B.

Las muestras tomadas se hayan localizadas en los mapas anexos (Anexos 1.1 a 1.11).

1.3 METODOLOGÍA

Levantamiento y muestreo de secciones estratigráficas en el intervalo de interés y recolección de muestras para el análisis isotópico y de reflectancia de la vitrinita. Para ello se realizaron poligonales abiertas con cinta y brújula, en donde se localizaron de manera precisa las diferentes muestras, mediante la utilización de GPS. Para el estudio de isótopos de carbono se tomaron muestras ricas en materia orgánica microscópica, lo más frescas posibles. En el caso de las muestras para análisis de isótopos de Sr se tomaron muestras con conchas de bivalvos.

Determinación isotópica en las muestras. Los isótopos de Sr se determinaron en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica, de la Universidad de Washington, utilizando un espectrómetro de masas acoplado (MC-ICP-MS).

Los isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ se analizaron en Laboratorio de Isótopos Geobiológicos, del Departamento de Geología de la Universidad de Toronto (Canadá); el CO_2 emitido se midió en un sistema de espectrómetro de masas que monitorea la relación isotópica de flujo continuo (CFIRMS). Los datos se dan por mil en relación a los estándares obtenidos del Vienna Peedee belemnite (VPDB).

Para los análisis de reflectancia de la vitrinita se enviaron las muestras al Laboratorio de Petrografía de Carbones de la Universidad Nacional, sede Medellín. Los procedimientos de preparación y caracterización petrográfica de las muestras se ajustaron a las normas ASTM D2794-04, ASTM D2798-06, ASTM D2799-05A. ISO 7404-1, ISO 7404-3, ISO 7404-5. La separación de la materia orgánica se llevó a cabo con base en el procedimiento físico implementado por el laboratorio.

Una vez obtenidos los resultados de los diferentes laboratorios se procedió a elaborar las curvas locales con el fin de compararlas con las curvas estándares mundiales, analizar e interpretar toda la información y elaboración del informe.

El trabajo estuvo a cargo de seis estudiantes quienes participaron realizando sus tesis de grado y dos profesionales quienes hicieron el acompañamiento en las secciones asignadas a los estudiantes así como trabajos detallados en cada una de las secciones.

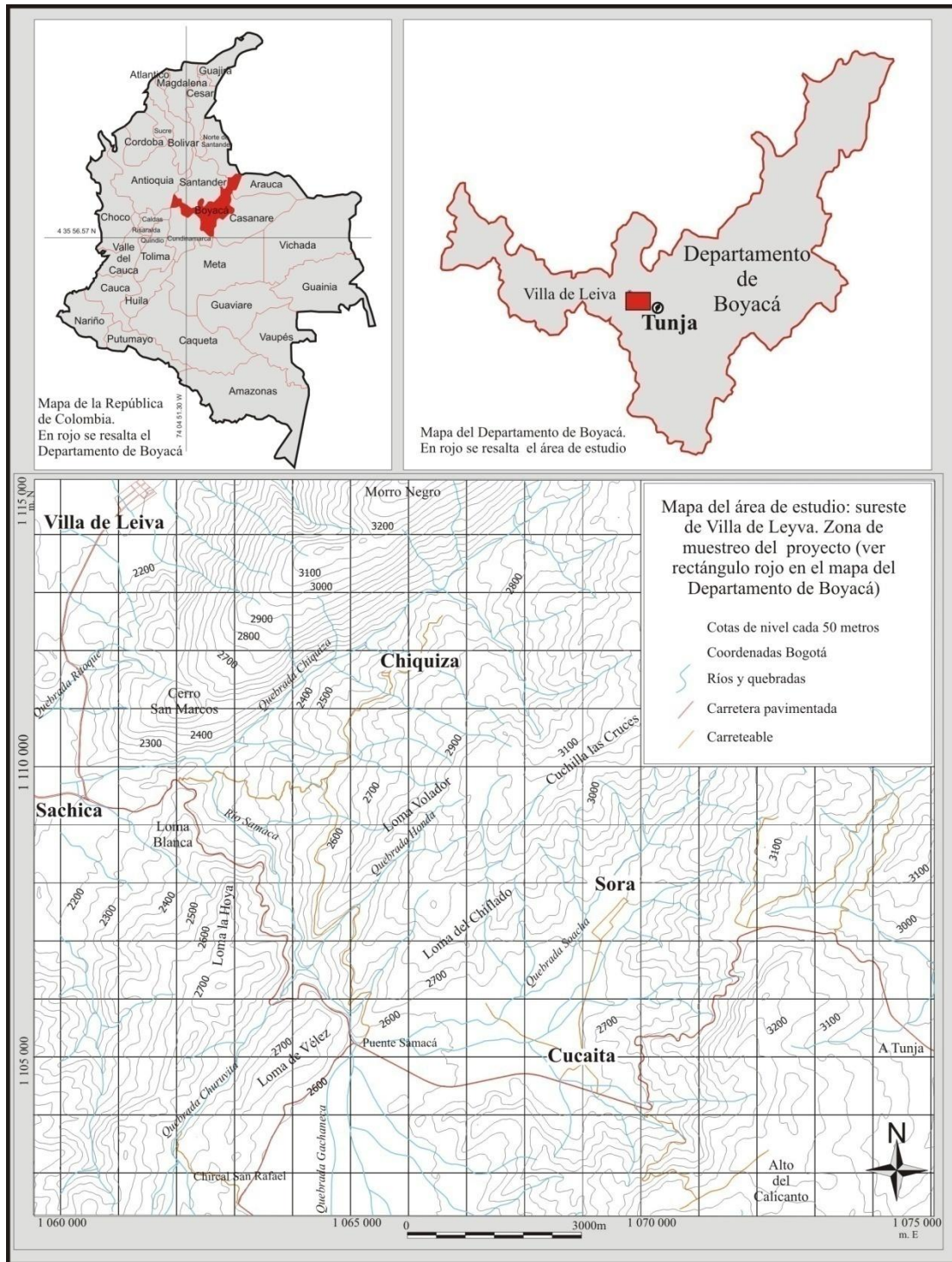


Figura 1.1 Localización del área de estudio.

2. UNIDADES GEOLÓGICAS EN LA SECCIÓN DE VILLA DE LEYVA

La siguiente es la descripción de los aspectos más importantes de las unidades muestreadas en este estudio y que afloran en la carretera Villa de Leyva-Tunja. La unidad más antigua en el área de trabajo es la Formación Arcabuco con una edad Jurásica sugerida y la más reciente es la Formación Guaduas de edad Maestrichtiano-Paleoceno. En el estudio se tuvo en cuenta la asociación de amonites para Colombia propuesta por Etayo-Serna, 1979 (ver Anexo 2.1).

2.1 FORMACIÓN ARCABUCO

Unidad denominada algunas veces "Areniscas de Arcabuco" (ver Julivert, 1968) y que aflora en la Serranía de Arcabuco en Boyacá, su nombre se atribuye a Scheibe (1938) y su redefinición a Hubach (1957). La sección tipo se haya sobre la angostura del Río Pomeca desde la población de Arcabuco hasta unos 7.5 km aguas arriba, en el sector que es cruzado por la carretera Bucaramanga-Tunja. El Río Pomeca corta trasversalmente el Anticlinal de Arcabuco exponiendo gran parte de la formación sin embargo la base de la unidad no aflora en este sector. Un poco más al norte, a partir de la población de Palermo (Boyacá), la base se hace visible mostrando el contacto con la infrayacente Formación La Rusia.

Julivert (1968) correlaciona la Formación Arcabuco con la Formación Tambor *sensu* Morales *et al.*, (1958). Siguiendo esta propuesta Renzoni (1985a) utiliza el término "Formación Tambor" para referirse a la Formación Los Santos en la Quebrada Pujamanes cerca de San Vicente de Chucurí. Esta comparación se considera hoy incorrecta: Morales *et al.*, (*opus cit.*) utilizan erróneamente el término Formación Tambor para referirse a la Formación Los Santos (Cediel, 1968), unidad que aflora en la serranía de los Cobardes y en la Mesa de los Santos en Santander. Las formaciones los Santos y Arcabuco poseen características similares y una posible continuidad que las hace correlacionables. Sin embargo la Formación Tambor, tal como fue definida por Hedberg (1931), se refiere a los conglomerados rojos que afloran al techo de la Formación Girón en la antigua vía del Ferrocarril Bucaramanga-Puerto Wilches y que se sitúan debajo de las areniscas de la Formación Los Santos (ver Etayo-Serna, 1968b; Navas, 1963). Por tanto es legítimo correlacionar las formaciones Arcabuco y Los Santos (ver Huber and Wiedmann, 1986), pero es erróneo comparara estas unidades con la Formación Tambor.

Según Galvis y Rubiano (1985) la Formación Arcabuco se puede dividir de base a techo en cinco miembros:

Miembro Caisa, constituido por arenitas conglomeráticas de cuarzo; Miembro Iguaque, por conglomerados arcillosos y lodolitas amarillas; Miembro Cane, por areniscas de grano fino; Miembro San Marcos, por arenitas de grano fino bioturbadas; y Miembro Techo, por arenitas lodosas y lodolitas arenosas rojizas.

No se han encontrado fósiles con valor bioestratigráfico pero se reporta que huellas de pisadas de dinosaurios son comunes en algunos niveles de esta formación (Moreno-Sánchez y Gómez-Cruz, en resumen aún no publicado del XII Congreso Colombiano de Geología), así la edad de la formación está sustentada en la edad de las unidades fosilíferas suprayacentes. En conclusión la edad de la Formación Arcabuco debe ser anterior al Hauteriviano o al Valanginiano (Bürgl, 1954; Etayo-Serna, 1968b; Hubach, 1957). El ambiente de depósito de la Formación Arcabuco (Figura 2.1 y 2.2) se interpreta como producido por ríos de corriente trenzada en el ambiente de abanicos aluviales y llanura deltaica "incipientemente desarrollada" (Galvis y Rubiano, 1985).

La Formación Arcabuco suprayace concordantemente la Formación la Rusia (Renzoni, 1969, 1981) en el núcleo del Anticlinal de Arcabuco al este de Duitama (Boyacá). Esta unidad infrayace la Formación La Cumbre en el sector entre Arcabuco y Moniquirá. En los alrededores de Villa de Leyva, la Formación Arcabuco es suprayacida por la Formación Ritoque; sin embargo las calizas de la Formación Rosablanca suprayacen la Formación Arcabuco en los alrededores del Cerro de Marcos en la terminación sur de la Sierra de Arcabuco. El contacto entre estas dos unidades es una superficie erosiva que se caracteriza por surcos más o menos profundos donde se depositaron las calizas de la Formación Rosablanca, y altos sobre los que se depositaron los limos de la Formación Ritoque. Esto sugiere que no existe continuidad lateral entre estas unidades y las areniscas de la Formación Arcabuco.

Algunas de las reconstrucciones paleoambientales que sugieren variaciones laterales de facies entre las areniscas de la Formación Arcabuco y las formaciones Cumbre, Rosablanca y Ritoque podrían estar erradas (ej. Galvis y Rubiano, 1985; Renzoni, 1985b); por el contrario, parece existir un hiato entre la Formación Arcabuco y las unidades suprayacentes. Esta unidad no fue muestreada en este trabajo (no existen cuerpos lodosos adecuados para algunas de las medidas), sin embargo sirvió como base para medir los espesores de las unidades cretácicas.

2.2 FORMACIÓN ROSABLANCA

Término estratigráfico atribuido por Morales *et al.* (1958) a O. C. Wheeler (1929) para denominar la sucesión de calizas que afloran en el Cerro Rosablanca, "5 km al N del ángulo NE de la Concesión De Mares". La unidad presenta un espesor de 318 metros en el cañón del río Sogamoso (Zamarreño de Julivert, 1963), adelgazándose a cerca de 100 metros en el río Cane al noroccidente de Villa de Leyva (Etayo-Serna, 1968c). En los alrededores del Cerro de San Marcos (al sur de Villa de Leyva) la unidad se adelgaza hasta unos pocos metros desapareciendo en la mayor parte del área.

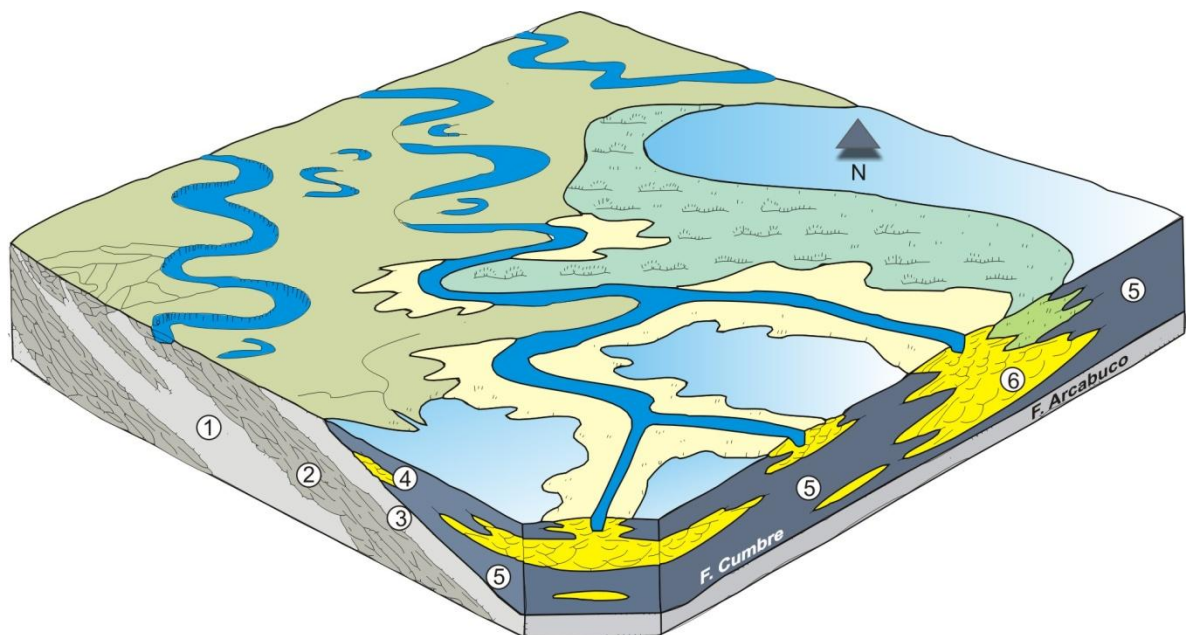


Figura 2.1 Ambientes de depósito de las formaciones Arcabuco y Cumbre según Renzoni, 1985.

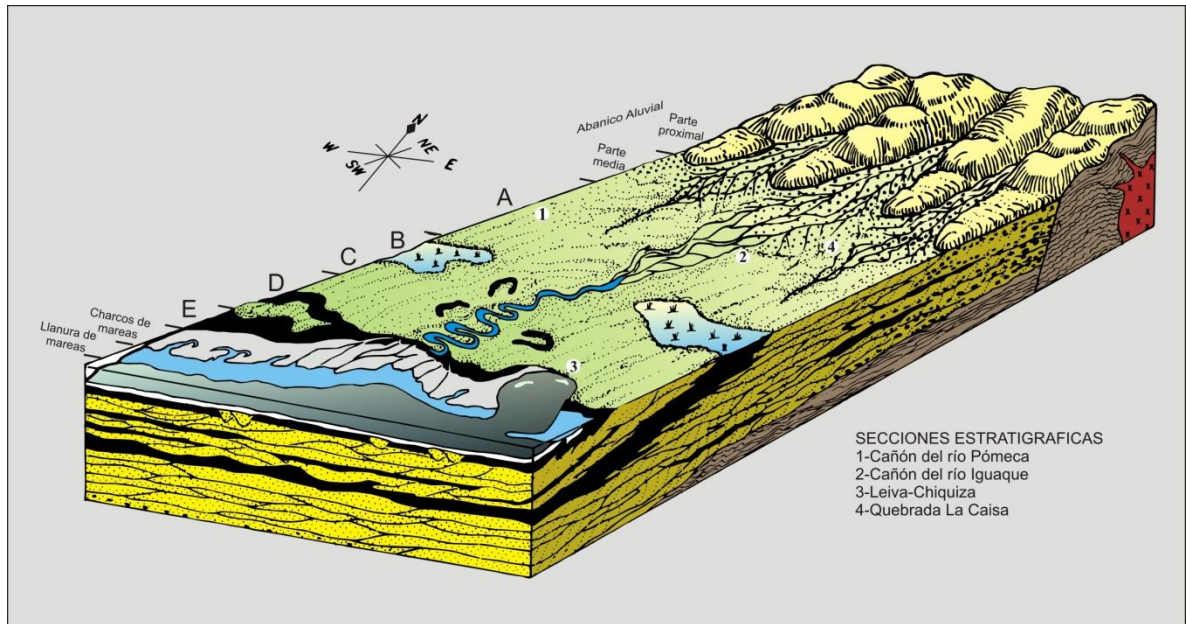


Figura 2.2 Ambiente de depósito de la Formación Arcabuco según Galvis y Rubiano, 1985.

En el área del Cerro de San Marcos la Formación Rosablanca reposa sobre una superficie de erosión directamente encima de las areniscas de la Formación Arcabuco (ver Figura 2.3). De esta manera, la Formación Rosablanca es paraconforme sobre la Formación Arcabuco. En la región de Muzo (Boyacá), Reyes et al. (2006) encuentran que la formación Rosablanca se repliega sobre la formación Arcabuco que se encuentra inafectada por estas estructuras. Reyes et al. (opus cit.) toman esto como indicio de una discordancia angular entre estas dos formaciones, sin embargo consideramos que este fenómeno se explica más fácilmente como originado por una falla de despegue entre la Formación Arcabuco y la Formación Rosablanca; de tal manera que la Formación Arcabuco debió actuar como piso rígido (rampa-despegue) para el desarrollo de pliegues en la menos rígida Formación Rosablanca.

La Formación Cumbre, que se acuña entre la Formación Arcabuco y Rosablanca en el área de Moniquirá, no se encuentra en el área de estudio (ver Renzoni, 1985b).

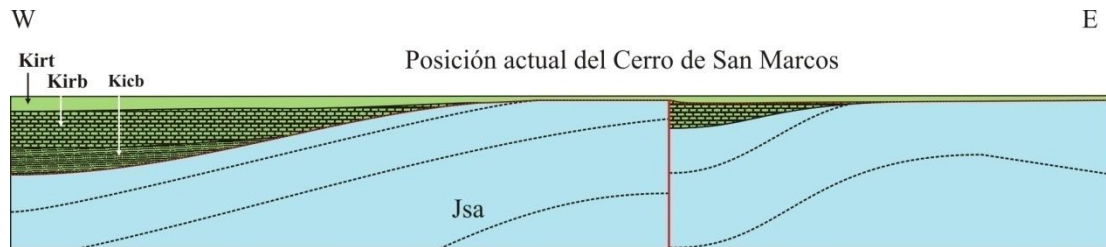


Figura 2.3 Esquema que explica la presencia de cuñas de la Formación Rosablanca formadas durante el Cretácico más temprano en los alrededores del Cerro de San Marcos. En este modelo se sugiere que existe una discordancia entre las Formaciones Rosablanca y Arcabuco (Jsa). Sin escala.

Según Cardozo y Ramírez (1985), en el área de Villa de Leyva la unidad hacia la base está constituida por una "macrosecuencia de wackestones y boundstones", seguida por una "macrosecuencia de micritas", al techo culmina con una macrosecuencia de Biomicruditas. Cardozo y Ramírez (1985) sugieren que los ambientes de depósito (Figura 2.4) se originaron por corrientes mareales (llanuras de marea y fondos submareales) que culminaron con la formación de microarrecifes y barras coralinas (Figura 2.4).

La Formación Rosablanca es un ejemplo claro de unidad diacrónica ya que sus límites litológicos son oblicuos a las isócronas (Julivert, 1968). Cerca de Arenal (Departamento de Bolívar) se reportan las amonitas *Hamulina*, *Nicklesia* y *Pseudohaploceras* del Barremiano. En el área de la confluencia del río Fonce con el Suárez (al noroeste del Socorro) se encuentra una fauna fósil del Hauteriviano conformada por *Acanthodiscus* sp., *Crioceras* sp., *Favrella* sp., *Kilianella?* sp., *Olcostephanus* sp., *Thurmanniceras* sp., *Trigonia transitoria quintucoensis*, *Natica* cf. *Bulimoides* y *Toxaster roulini*.

Para el área de Villa de Leyva (calizas cerca del río Cane), Bürgl (1954) reporta una fauna por *Thurmanniceras* y *Olcostephanus* que indican una edad Valanginiano. Etayo-Serna (1964; 1968b) precisa una edad Valanginiano superior para la Formación Rosablanca en los alrededores de Villa de Leyva.

La Formación Rosablanca fue muestreada en los sectores BI005 y BI009 (ver Galvis y Valencia, 2009). La unidad está ausente en la mayor parte del área de estudio, pero en los alrededores del Cerro de San Marcos se pueden ver

lentejones ocupando surcos sobre las areniscas de la Formación Arcabuco. Los mejores afloramientos se encuentran en la cabecera de la quebrada Ritoque al occidente y en la Cantera Calizas y Agregados Boyacá, al oriente del de San Marcos. El espesor máximo en el sector se calcula en 20 metros. Tanto en la cantera como en afloramientos cercanos se pudo ver las calizas reposando directamente sobre las areniscas de la Formación Arcabuco, lo que contradice la afirmación de Huber y Wiedmann (1986) de que "...las calizas mencionadas, no afloran estratificadas entre las areniscas de la Formación Arcabuco y las limolitas de la Formación Ritoque". Para su localización las muestras tomadas en esta unidad están referidas en el Anexo 1.3 (sector B), adicionalmente en el Anexo 2.2 (tomado de Galvis y Valencia, 2009) se muestra la columna generalizada de esta unidad.

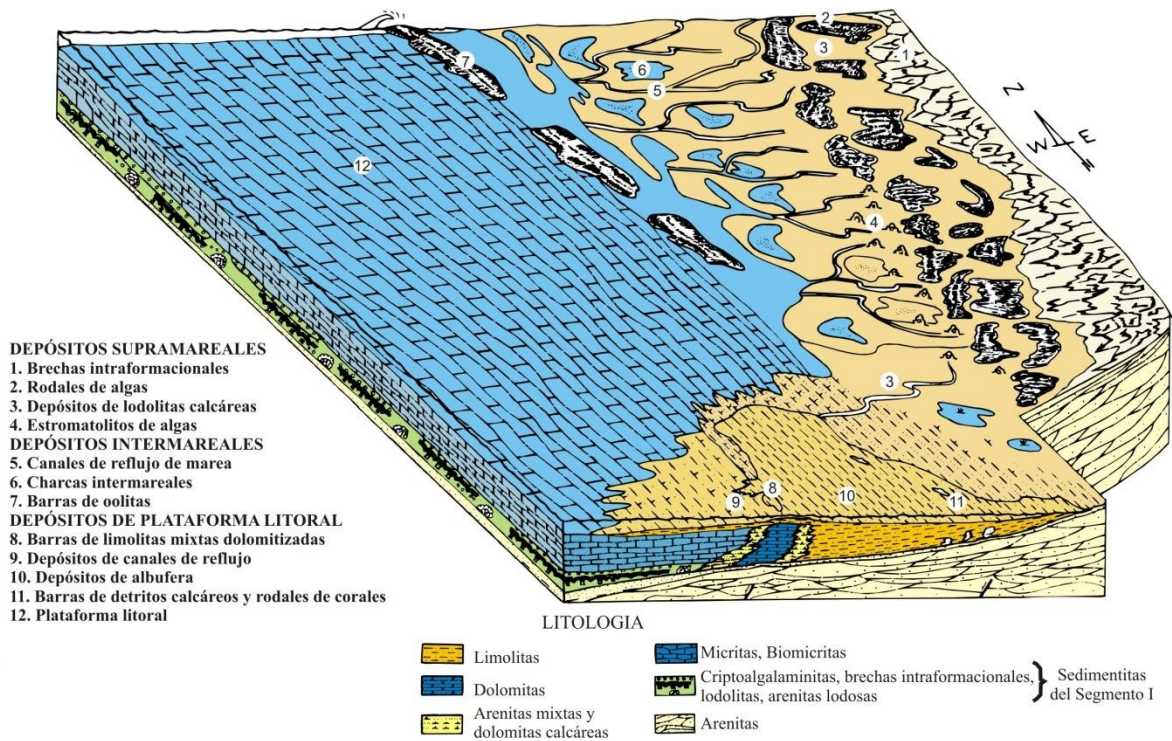


Figura 2.4 Ambiente de depósito de la Formación Rosablanca (según Cardozo y Ramírez, 1985).

2.3 FORMACIÓN RITOQUE

Nombre propuesto por Etayo-Serna (1968c) para referirse a las capas que afloran en los márgenes del anticlinal de Arcabuco en el área de Villa de Leyva. Su localidad tipo es la Quebrada Ritoque, en el flanco occidental del Cerro de San Marcos. La unidad presenta un espesor de 110 metros en el costado occidental que disminuye a 70 metros en el costado oriental del citado anticlinal (Etayo-Serna, 1968b, c). En este trabajo se calculó el espesor de la unidad en alrededor de 140 metros.

La Formación Ritoque está constituida por limolitas de cuarzo, y lodolitas ricas en limolita. En la parte inferior se reconocen lentes decimétricos de calizas biodetríticas y limolitas (Etayo-Serna, 1968b, c). En el sector de estudio la unidad reposa concordantemente sobre la Formación Rosablanca y en contacto paraconforme sobre la Formación Arcabuco.

Ballesteros y Nivia (1985) interpretaron el ambiente de depósito de esta unidad como originado en una laguna litoral o albufera somera con dominio de agua marina normal con intermitencia de alta salinidad (ver Figura 2.5). Las lodolitas ricas en óxidos y los lentes de barita comunes en los alrededores del Cerro de San Marcos se generarían por el desarrollo de charcas hipersalinas en las playas lodosas de la albufera (Ballesteros y Nivia, 1985).

Para Huber y Wiedmann (1986), la base de la Formación Ritoque correspondería al Berriasiano "más superior" de acuerdo con la zonación de Allemann et al. (1975). Según análisis bioestratigráfico para la Formación Ritoque de Etayo-Serna (1968a) entre los géneros de amonitas que se reconocen están *Subastieria* y *Favrella*, además de *Acanthodiscus* y *Valanginites santafecinus*, que indican una edad Hauteriviano temprano. Sin embargo Huber y Wiedmann (1986) ubican la transición Paja-Ritoque aproximadamente en el límite Valanginiano/Hauteriviano.

Las muestras de esta unidad corresponden a las de las secciones marcadas: BI002, BI003, BI005y BI007 (Galvis y Valencia, 2009). Las facies limolíticas de la Formación Ritoque lateralmente pasan transicionalmente a las facies calcáreas de la Formación Rosablanca en Santander. Para su localización las muestras tomadas en esta unidad están referidas en los Anexos 1.2, 1.3, 1.5 (sectores A, B, y D), y en el Anexo 2.2, el cual fue tomado de Galvis y Valencia, 2009.

2.4 FORMACIÓN PAJA

Según Morales et al. (1958), el nombre es atribuido a Wheeler (no se indica el año). El origen del nombre es la Quebrada Paja, afluente del río Sogamoso entre San Vicente y Bucaramanga (Julivert, 1968). La unidad reposa concordantemente sobre la Formación Ritoque. En Villa de Leyva, principalmente al oeste, la unidad fue dividida por Etayo-Serna (1968b, c) en tres conjuntos así:

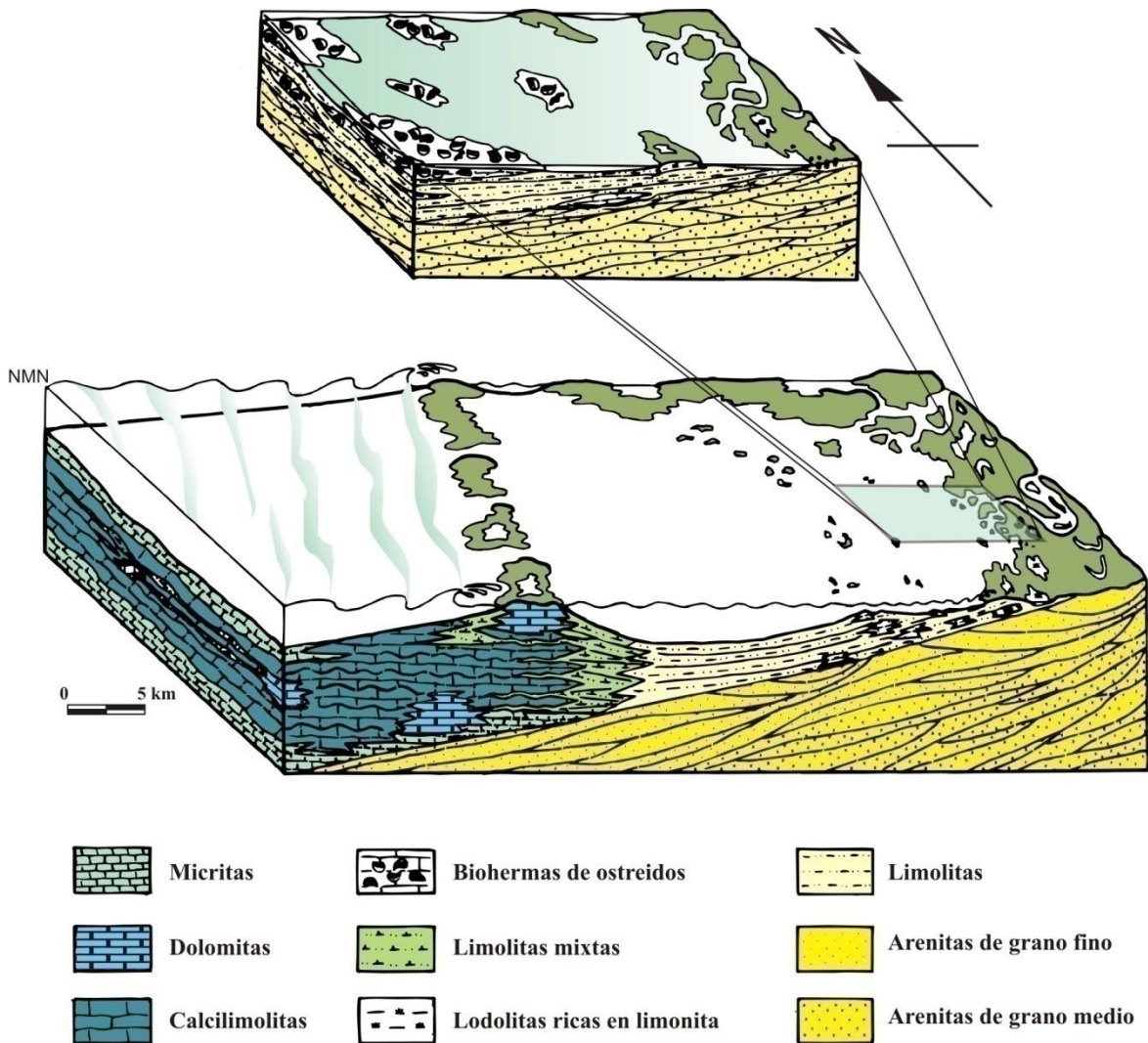


Figura 2.5 Reconstrucción de los ambientes de depósito de la Formación Ritoque según Ballesteros y Nivia, 1985.

Conjunto de Lutitas negras inferiores. Corresponde a 340 metros de arcillolitas negras (shales) y shales arenosos, destacándose un segmento constituido por nódulos calcáreos. Etayo-Serna (1968c) deduce, según consideraciones bioestratigráficas, una edad Hauteriviano tardío. Este segmento es el resultado de sedimentación en un fondo tranquilo y reductor alejado de la circulación de mar abierto por potenciales barreras (Etayo-Serna, 1968b). En este trabajo se calculó un espesor de 210 metros para este segmento.

- **Conjunto de Arcillolitas abigarradas.** Corresponde a 480 metros de arcillolitas varicoloreadas con abundantes nódulos calcáreos fosilíferos. Los últimos 235 metros este conjunto presenta numerosas intercalaciones de yeso que alguna vez fueron explotados. Un espesor total para el segmento de 339 metros se calculó en este trabajo. La edad de este conjunta abarca el Barremiano temprano al Aptiano tardío en parte (Etayo-Serna, 1968c). La interpretación facial que Forero y Sarmiento (1985) hacen de este conjunto indica un ambiente de llanuras salinas de marea. Este conjunto se interpreta como formado en una plataforma afectada por barreras que periódicamente rompían la comunicación con mar abierto, durante las fases de restricción se producirían los episodios evaporíticos manifestados por la acumulación de yeso (Etayo-Serna, 1968b). El hallazgo en este conjunto de reptiles fósiles tales como ictiosauros, plesiosauros, cronosauros, etc. (Carpenter, 1999; Etayo-Serna et al., 1978; Jaimes y Narváez, 2001; Welles, 1962) podría indicar la presencia de canales relativamente profundos con comunicación con mar abierto, o podrían indicar arrastre de cadáveres por corrientes desde el occidente (Etayo-Serna, 1968b). Es claro que muchas zonas se mantuvieron emergidas según lo sugieren los abundantes restos de plantas (Huertas, 1970; Huertas, 2003; Moreno-Sánchez et al., 2007; Waveren et al., 2002) e insectos fósiles encontrados en los nódulos calcáreos (Gómez-Cruz y Moreno-Sánchez, en

resumen aún no publicado del XII Congreso Colombiano de Geología).

- **Conjunto de Arcillolitas con nódulos huecos.** Constituidas por arcillolitas de colores amarillos y grises con nódulos huecos. La edad de esta unidad corresponde al Aptiano tardío según datos de Etayo-Serna (1968c). Los datos de zonación con amonitas para estas unidades puede ser revisado en Etayo-Serna (1979). El ambiente sugerido (Figura 2.6) es un fondo en plataforma bajo condiciones tranquilas pero sin las restricciones del conjunto intermedio (Etayo-Serna, 1968b). El espesor para este segmento se calculó en este trabajo en cerca de 174 metros.

Etayo-Serna (1979) indica un rango de edad que va desde el Hauteriviano temprano hasta el Aptiano tardío para la Formación Paja. Este autor considera que el máximo espesor de esta unidad es de 940 metros, en este trabajo se calculó en 723 metros. La Formación Paja se correlaciona con la Formación Tibasosa (Cediel, 1969) al oriente y con parte de las rocas del Grupo Villeta (sensu Cáceres y Etayo-Serna, 1969) al Sur. La Formación Paja se correlaciona también con las calizas de la Formación Rosablanca del Valle Medio del Magdalena (Figura 2.7).

Las formaciones Paja, Ritoque, y Rosablanca son diacrónicas a través de su área de extensión (Villamil et al., 1999)(ver Figura 2.8) y por esta razón su rango bioestratigráfico debe ser referido exclusivamente a cada región estudiada (para el caso de este estudio los rangos temporales aplicables son únicamente los referidos a la sección de Villa de Leiva).

Las muestras para esta unidad provienen de las poligonales BI004 y BI008 (Galvis y Valencia, 2009). Para su localización las muestras están referidas en los Anexos 1.2, 1.3, 1.4 (sectores A, B, C, y D), 1.5, 2.2 (tomado de Galvis y Valencia, 2009) y 2.3 (tomado de Galvis y Valencia, 2009).

2.5 GRUPO SAN GIL

Originalmente descrito como Caliza de San Gil (Hubach, 1953) y establecido como grupo por Etayo-Serna (1968a). Como sección tipo este autor señala los afloramientos de la carretera entre Sáchica y Puente Samacá. Hubach (1953) utilizó esta denominación para las calizas que afloran en cercanías de Socorro y San Gil en el valle del Río Suárez en Santander, sucesión que hoy es incluida en la formaciones Tablazo y Simití. El contacto inferior de esta

unidad con la Formación Paja es gradacional (Etayo-Serna, 1979). El rango completo de esta unidad está entre el Aptiano tardío y el Albiano superior en parte (Etayo-Serna, 1979). Las muestras numeradas en la poligonal BI001 fueron recolectadas de la Formación San Gil Inferior (ver Galvis y Valencia, 2009). La mayor parte de la sección esta abarcada en la columna anexa (Anexo 2.4) entre los puntos Cj12 y Cj6. Las muestras fueron recolectadas al borde de la carretera Sachica-Puente Samacá (Sector C, Anexo 1.4).

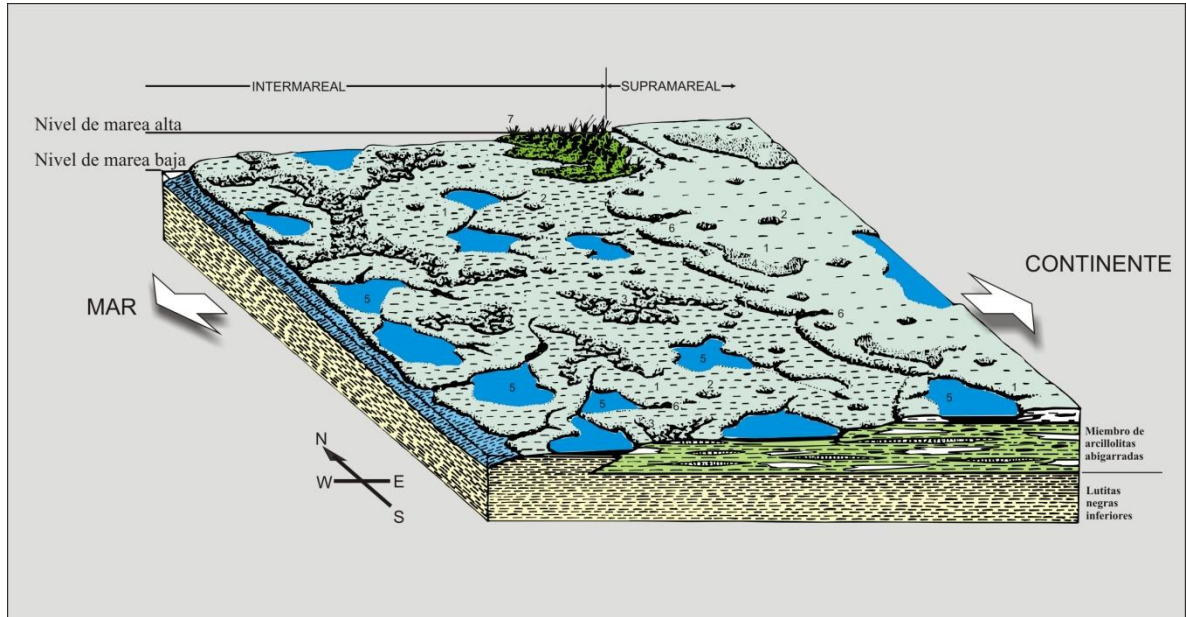


Figura 2.6 Ambiente de depósito de la Formación Paja según Forero y Sarmiento 1985.

2.5.1 Formación San Gil Inferior

Unidad establecida por Etayo-Serna (1968c). Su sección tipo se halla sobre la carretera Sáchica-Puente Samacá. Su espesor según el autor es de 320 metros. El espesor calculado para la Formación San Gil Inferior, según datos de este trabajo está alrededor de 640 metros. La Formación San Gil reposa concordantemente sobre la Formación Paja. Esta unidad es correlacionable con el techo de la Formación Tablazo en el área del río Suárez (Rodríguez y Solano, 2000).

Según Etayo-Serna (*Opus cit.*) la unidad está constituida por un segmento basal o segmento A de arcillolitas arenosas, con nódulos arcillosos pequeños. Sobre éste se halla el segmento B, constituido por calizas arenosas fosilíferas y *shales* intercalados. El segmento C está constituido por cuarzoarenitas grises intercaladas con *shales*. El segmento C lo forman bancos calcáreos,

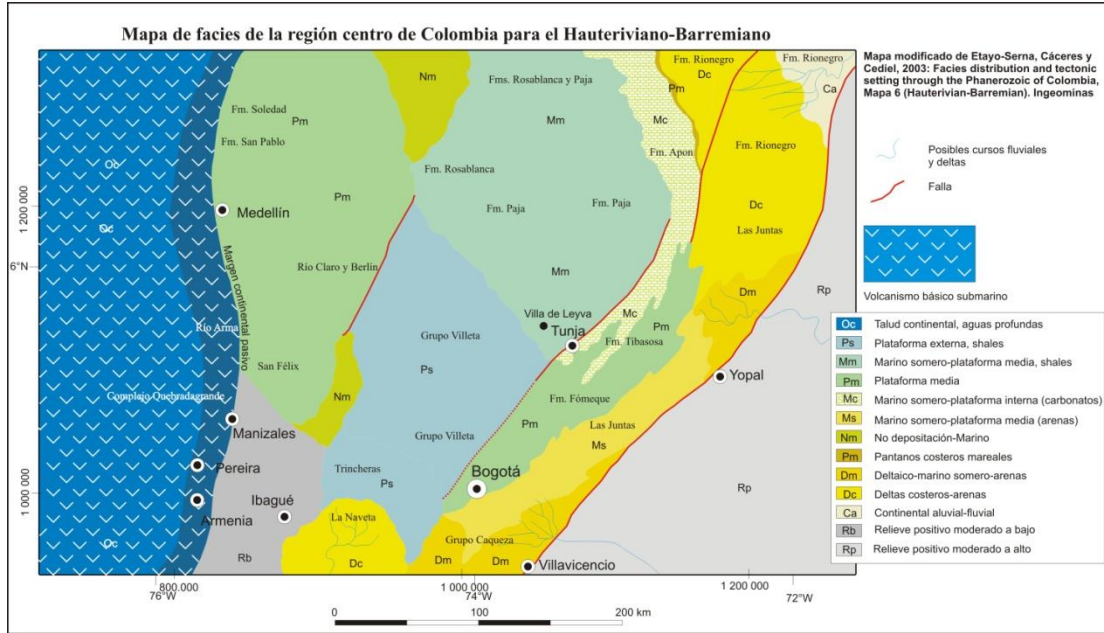


Figura 2.7 Mapa de facies para el Cretácico Temprano de la región centro colombiana según Etayo-Serna et al., 2003)

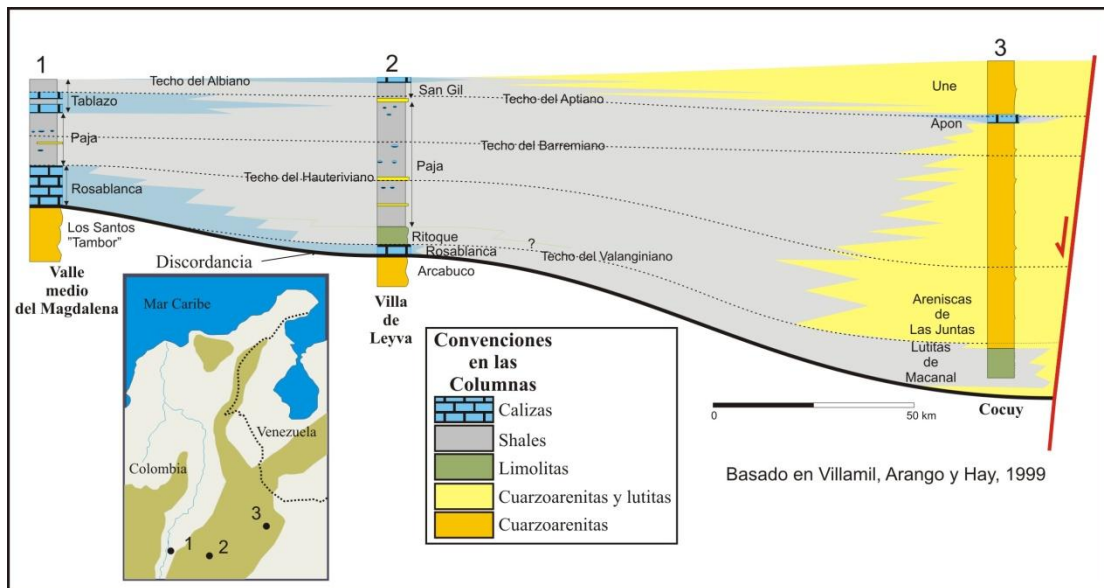


Figura 2.8 Sección estratigráfica entre el Valle Medio del Magdalena, Villa de Leyva, y la Sierra Nevada del Cocuy (modificado de Villamil y Hay, 1999).

shales micáceos, areniscas arcillosas, y areniscas grises. Son frecuentes las lumaquelas de ostreas (Etayo-Serna *Opus cit.*). En el segmento B se recolectaron amonitas que indican una edad Albiana (Etayo-Serna, 1968b). Los sedimentos de esta parte de la sucesión se depositaron sobre una plataforma "progresivamente más móvil", en un fondo agitado por el oleaje (Etayo-Serna, 1968b).

2.5.2 Formación San Gil Superior

Esta unidad fue establecida por Hubach (1953) como Conjunto San Gil Superior y como Formación San Gil Superior por Etayo-Serna (1968a). La sección tipo se encuentra en la carretera Sáchica-Puente Samacá. Su espesor es de 620 metros. Esta unidad es equivalente a la Formación Simití del Valle del Rio Suarez (Rodríguez y Solano, 2000).

Según el autor en esta unidad se puede reconocer un segmento A constituido por intercalaciones de areniscas y calizas que se interpretan como el resultado de sedimentación con poca oxigenación y con épocas de aireación favorables para la vida bentónica (Etayo-Serna, 1968b). Su espesor es de 230 metros.

El segmento B, que tiene un espesor de 390 metros está constituido por *shales* grises, con nódulos arcillosos y algunas intercalaciones de calcarenitas. Tanto el segmento A como el B se originaron en una plataforma con intermitencia de las condiciones reductoras y oxidantes (Etayo-Serna, 1968b). Según la fauna recolectada por Etayo-Serna (1968b), parte de la Formación San Gil Superior fue depositada durante el Albiano medio.

2.6 GRUPO CHURUVITA

Esta unidad fue establecida por Etayo-Serna (1968b, c) donde reúne las formaciones Churuvita y San Rafael. La sección tipo se halla sobre la carretera Sáchica-Puente Samacá (Figura 2.9). La Formación Churuvita conforma la parte inferior y la Formación San Rafael la parte superior. El intervalo cronoestratigráfico de esta unidad es Albiano superior?-Turoniano en parte? (Etayo-Serna, 1979). El rango de esta unidad la hace correlacionable con parte de la Formación Areniscas de Chiquinquirá (Terraza y Tchegliakova, 1005) al occidente y con la base de la Formación Une (Renzoni, 1962) al oriente.

2.6.1 Formación Churuvita

Unidad establecida por Etayo-Serna (1968b, c). Su sección tipo se halla sobre la carretera Sáchica-Puente Samacá. Su espesor es de 398 metros en la sección tipo, en el sector de estudio se calculó en 600 metros. La unidad fue dividida por Etayo-Serna (*opus cit*) en tres segmentos:

-Segmento A. Se encuentra en base de la unidad, y está constituido por 100 metros de areniscas grises cuarzosas. Los bancos de areniscas poseen espesores promedios cercanos a los 2 metros con intercalaciones menores de arcillolitas. En este segmento son comunes los restos de grifeidos (ej. *Exogyra squamata*).

-Segmento B. Constituida por bancos de lumaquelas calcáreas, y lutitas y areniscas en estratificación gruesa. Su espesor es de 73 metros. En las lumaquelas abundan los restos de grifeidos, ostreas y otros bivalvos.

-Segmento C. Está constituido por 225 metros de arcillolitas y limolitas intercaladas.

En contraste con la abundancia de lamelibranquios son muy raras las amonitas en esta unidad, por tanto no existe fósiles con valor diagnóstico para definir la edad. La edad ha sido establecida según los datos en las unidades supra e infrayacentes. La edad sugerida es Cenomaniano-Turoniano (ver Etayo-Serna et al., 1986). Gran parte de la sedimentación en esta unidad se dio en una plataforma sometida a efectos de tempestades. La sección fue muestreada según la poligonal entre los puntos Cj5 y Cj1 (ver Anexos 1.4, sector C, 2.4, tomado de Barbosa y López, 2009 y 2.5).

2.6.2 Formación San Rafael

El autor de esta unidad es Etayo-Serna (1968c). Su nombre deriva de la quebrada San Rafael que nace al sur del chircal San Rafael (suroeste de la Loma de Vélez). La quebrada Aposentos (carretera Sáchica-Puente Boyacá) se constituyó como la sección de referencia para la unidad (Etayo-Serna, 1968b). Etayo-Serna (*opus cit.*) identifica dos segmentos: uno inferior de cerca de 17 metros de intercalaciones de calizas y lutitas seguido por otro de 45 metros de *shales* y limolitas silíceas. La unidad reposa concordantemente sobre la Formación Churuvita.

La Formación San Rafael suprayace la Formación Churuvita en contacto neto y subyace transicionalmente bajo la Formación Conejo (Sánchez y Tchegliakova, 2005). Las amonitas recolectadas en la base por Etayo-Serna (*opus cit.*) indican una edad Turoniana por comparación con fauna similar a la de la Formación Frontera ("Horizonte de la Frontera"). Posteriormente Etayo-Serna (1979) afirma una edad Turoniano temprano, según asociaciones de amonitas (dato cronoestratigráfico: Turoniano inferior), que está acorde con Villamil (1996) quien basó sus conclusiones en la presencia de bivalvos del genero *Anomia* en la formación.

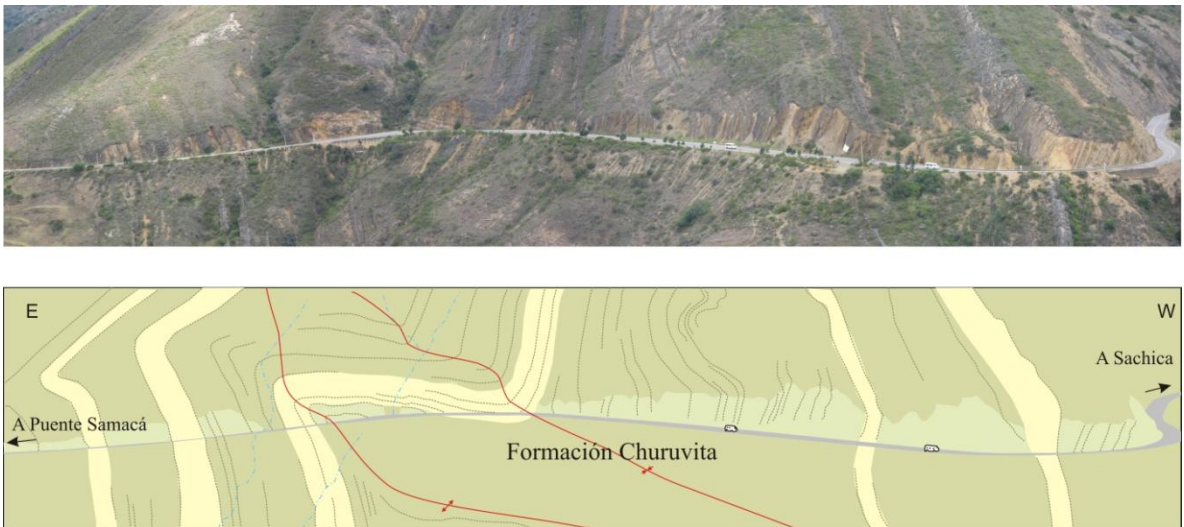


Figura 2.9 Fotografía panorámica de plegamientos en la Formación Churuvita entre las estaciones Cj3.7 y Cj4.2 en el sureste del sector C. La carretera Tunja-Villa de Leyva es el aspecto central de la fotografía. En color verde se resaltan cuerpos de calizas y areniscas con intercalaciones de shales. En color más claro se han delimitado algunos cuerpos de areniscas calcáreas espesas. Los vehículos sirven de escala.

En el área del Chircal de San Rafael (sección tipo de la formación) Sánchez y Tchegliakova (2005) recolectan una microfauna constituida por géneros de foraminíferos planctónicos: *Heterohelix*, *Whiteinella*, *Hedbergella*, *Guembelitria*, *Laeviheterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hastigerinoides*, *Helvetoglobotruncana*, *Clavihedbergella*, *Archaeoglobigerina* y *Dicarinella*. El biocrón para estas especies indica un rango Cenomaniano-Turoniano, pero el intervalo estratigráfico estudiado abarca el techo de la Formación Churuvita y

la base de la Formación Conejo, sin precisar el rango exacto para la Formación San Rafael.

Las muestras para esta unidad fueron tomadas cerca del Chircal San Rafael en la poligonal Ap19 (ver Barbosa y López, 2009). Sector F, Anexo 1.7 y Anexo 2.5, tomado de Barbosa y López, 2009)

2.7 FORMACIÓN CONEJO

El nombre de esta unidad se atribuye a G. Renzoni en un reporte interno de Ingeominas del año 1967 y publicado en 1981 (ver Renzoni, 1981). El término también es referido en el reporte 1546 de Ingeominas (Renzoni y Ospina, 1969). El nombre de la unidad es tomado del Alto El Conejo, cerca de Pontezuela por la carretera Oicatá-Chivatá (Etayo-Serna et al., 1986). El espesor de la formación es 370 metros. La unidad se encuentra muy replegada y localmente fallada lo que dificulta las mediciones de espesor, por ello en este trabajo se asumirá el espesor sugerido en Etayo-Serna et al. (1986). Las muestras tomadas para esta unidad provienen de las poligonales Ap20 (Conejo inferior), Ap18 (Conejo medio) y Ap13 (Conejo superior). (Sectores E, G y H en Anexos 1.6, 1.8, 1.9, y Anexos 2.6 y 2.7 tomados de Barbosa y López, 2009). El rango de edad deducido a partir de datos bioestratigráficos (Etayo-Serna, 1979) es Turoniano tardío?-"Senoniano temprano"(Coniaciano) en parte. Etayo-Serna (1968b) reconoce tres segmentos que de base a techo son:

-Segmento de shales negros. Dominado por shales y en menor proporción limolitas y delgadas capas de areniscas. Su espesor se calcula en 80 metros.

-Miembro Cucaita. Nombre propuesto por Etayo-Serna (Etayo-Serna, 1968b, c) para referirse a las capas que afloran en el núcleo del anticlinal de Cucaita. Consta de un segmento basal de 70 metros constituido por estratos calcáreo-arenosos donde son frecuentes las concreciones con amonitas (a menudo rellenas de aceite) y restos de peces. Existen con intercalaciones menores de shales. Los géneros más comunes de amonitas son *Peroniceras*, *Protexanites*, *Pryonocicloceras*, *Barroisiceras* y *Baculites*. La asociación fósil indica una edad Coniaciano. El segmento superior, de 100 metros de espesor, consta de arcillolitas que hacia el techo se hacen más

arenosas. Los fósiles más comunes son amonitas aplastadas, escamas de peces, restos vegetales e insectos.

-Segmento de Areniscas y calizas. Constituido por areniscas cuarzosas que culminan hacia el techo con grandes lentejones de calizas con serpulidos. El espesor aproximado (existen varios plegamientos) de esta unidad es 120 metros. Son también comunes los restos de amonitas entre las que se encuentra una especie marcadora del Santoniano: *Lenticeras baltai* (Etayo-Serna, 1969). También son comunes restos de bivalvos y foraminíferos. Según el análisis biostratigráfico se puede indicar una edad Santoniano para las sedimentitas de este segmento.

2.8 GRUPO GUADALUPE

“Guadalupe” es el término usado por Hettner (1892) para referirse a las areniscas (*Guadalupestufe*) que afloran en el Cerro Guadalupe al este de Bogotá. Hubach (1931a) redefine el término y da los límites de la unidad para la Sabana de Bogotá. Renzoni (1962) eleva esta unidad a la categoría de grupo situando la base en la primera capa de areniscas encima de la última lodolita negra de la Formación Chipaque, y delimita el techo bajo la primera capa lutítica de la Formación Guaduas. Renzoni (opus cit) divide la unidad en tres formaciones que de base a techo son: Arenisca Dura, Plaeners, y Arenisca Tierna y de Labor. Este autor sitúa la sección de referencia en la carretera Choachí-Bogotá (Páramo de Rajadero) y la sección tipo en el Rio San Francisco (angostura del río ente los cerros de Guadalupe y Monserrate) en Bogotá.

En la región de Villa de Leyva el término es utilizado para referirse a las capas situadas entre las formaciones Conejo y Guaduas (ej. Rodríguez y Solano, 2000). En esta área se reconocen dos unidades: Formación Plaeners, y un conjunto de areniscas y shales equivalente a la Formación Arenisca Tierna (Etayo-Serna, 1968b, c). Por su naturaleza siliciclastica esta unidad no fue muestreada.

2.8.1 Formación Plaeners

Término utilizado por Hubach (1931a) para referirse a las porcelanitas y limolitas silíceas que afloran en el Cerro del Cable en Bogotá. En la región de Villa de Leyva se usa este término para referirse a las limolitas silíceas que

afloran al oriente de la planicie de Samacá (Etayo-Serna, 1968b). Litológicamente la unidad corresponde a 50 metros de lodolitas silíceas o porcelanitas (lilitas) con abundantes foraminíferos del género *Siphogenerinoides*. Las capas localmente son fosfáticas. La unidad se correlaciona con los "Plaeners inferiores" de la Sabana de Bogotá y representaría parte del Santoniano (Etayo-Serna, 1968c, 1979).

El origen de los llamados "plaeners" así como el de otros depósitos silíceos rítmicos ha sido sujeto de discusión. Existen varias hipótesis sobre el origen de las rocas silíceas sedimentarias no terrígenas pero todas ellas deben referirse necesariamente al ciclo de la sílice.

El mayor porcentaje de sílice disuelto en el mar proviene de los ríos, y menos de una cuarta parte proviene de actividad volcánica (Leeder, 1999). En las zonas someras marinas la sílice es removida del agua por diatomeas y radiolarios, y en aguas profundas la acción bacteriana causa una rápida disolución de la sílice. La mayor producción de sílice de origen biogénico se halla en las zonas de surgencia (*upwelling*). En estas aéreas las corrientes profundas fertilizan las aguas superficiales por el aporte de nutrientes (fósforo, nitrógeno, y hierro) que favorece la producción primaria. No solamente las diatomeas (uno de los productores primarios) se multiplican sino que todo el conjunto de los organismos fotosintetizadores como los coccolitofóridos y algas en general proliferan. Las conchas de ópalo de radiolarios y diatomeas se disuelven en su paso a los fondos oceánicos debido a que las aguas profundas son subsaturadas con respecto a la sílice.

Hoy en día y durante todo el Fanerozoico, dada la capacidad de fijación de la sílice por organismos marinos, es prácticamente imposible precipitar sílice amorfa en aguas marinas libres (Kennett, 1982). Consecuentemente todos los depósitos silíceos (no terrígenos) provienen prácticamente de dos fuentes: desintegración y diagénesis de conchillas de ópalo y en menor proporción de alteración materiales volcánicos.

Berger (1974) sugiere que durante los periodos de máximo ascenso del nivel del mar se podría haber reducido el influjo de terrígenos hacia las áreas profundas en los océanos. Durante estas fases los fondos serían ricos en sílice, permitiendo la formación de chert. Inversamente, durante las fases regresivas (tiempo de plataformas continentales estrechas) se intensificaría el efecto de la surgencia (*upwelling*) costera produciendo acumulación de cherts y sedimentos silíceos en la plataforma.

Otra posible explicación para la acumulación de sedimentos síliceos sobre las plataformas es la presencia de barreras que separan las áreas de aporte terrígeno (que diluye la sílice) y las de acumulación de sílice (Fukusawa, 1989).

La fuente primaria de la sílice amorfa en depósitos costeros es la actividad de corrientes ascendentes (*upwelling*) que no solamente aumentan la producción de chert sino que se asocia con acumulación de lodos orgánicos y fosforitas (ver Figura 2.10). Es claro que en la acumulación de los niveles síliceos de la Formación Plaeners tuvieron influencia los efectos de zonas de surgencia (*upwelling*) costera, y que estos fenómenos también influyeron en la acumulación de lodolitas negras y unos pocos niveles de fosforitas asociadas con los Plaeners.

Las muestras Ap7 hasta Ap10 (Barbosa y López, 2009) corresponden a la mayor parte de la Formación Plaeners y la base de las lodolitas suparayacentes (sector I, ver Anexos 1.10 y 2.8 de Barbosa y López, 2009).

2.8.2 Conjunto de Limolitas y arcillolitas y Arenisca Tierna

Este segmento de la secuencia Cretácica está conformado por 50 metros de lodolitas que culmina con cerca de 10 metros de areniscas. El conjunto lodolítico situado bajo la Arenisca Tierna se hace síliceo hacia la base siendo transicional con la Formación Plaeners. Según Etayo-Serna (1968c) estos niveles representan variación lateral de las facies de la "Arenisca de Labor" y los "Plaeners Superiores" de la estratigrafía del Cretácico tardío de la Sabana de Bogotá. En las lodolitas negras abundan los restos de *Siphogenerinoides*. El término Arenisca Tierna se debe a Hubach (1931a) y es usado para definir la parte superior del Grupo Guadalupe en la Sabana de Bogotá. Este sector de la sucesión puede ser comparable con la Formación Los Pinos de los alrededores del lago de Tota, que según Fabré (1986) representa el Campaniano y el Maastrichtiano inferior.

Este segmento junto con la Formación Plaeners se interpretan como el resultado de fuerte intensificación de las zonas de surgencia y el aislamiento de la costa de fuentes terrígenas importantes que permitieron la acumulación de fosforitas, lodolitas silíceas y lodolitas negras.

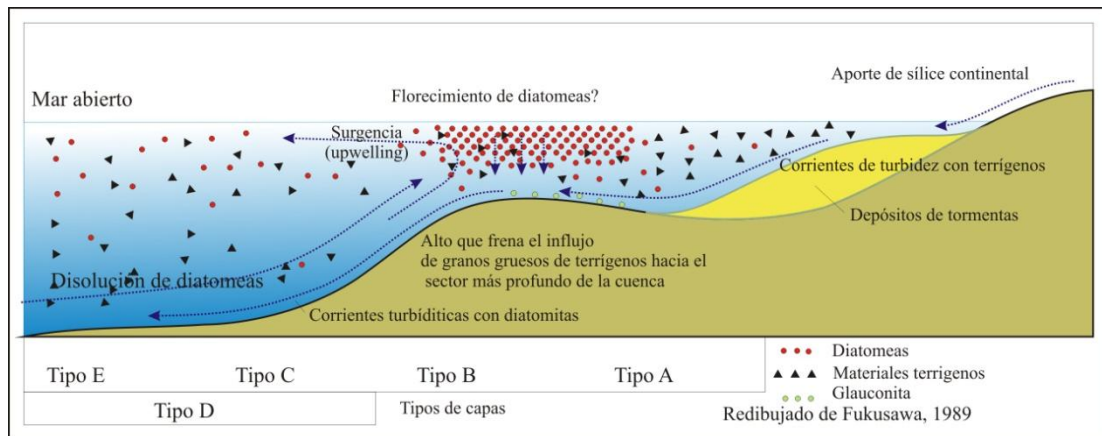


Figura 2.10 Diagrama que muestra la circulación y surgencia, y su incidencia en la depositación de sílice.

La "Arenisca Tierna" forma pequeños escarpes que resaltan en las cimas de los cerros al este de Cucaita (e.g. Alto de Calicanto). Esta unidad no ha aportado fósiles y por tanto su edad es incierta, aunque se ha demostrado que la "Arenisca Tierna" de esta área presenta continuidad estratigráfica con algunos conjuntos areníticos del Grupo Guadalupe (expuesto más al sur) (Etayo-Serna, 1968c). La ausencia de fósiles y la naturaleza diacrónica de los contactos en esta unidad impiden cualquier intento de correlación cronológica con unidades cercanas. La "Arenisca Tierna" se interpreta como depositada bajo la influencia de corrientes mareales que generaron planicies costeras y barras de arena durante la fase final de regresión marina en el área (Sarmiento, 1992a).

2.9 FORMACIÓN GUADUAS

El autor del nombre es Hettner (1892) al referirse a las capa rojas que afloran en los alrededores de la población de Guaduas (*Guaduasschichten*) y que se sitúan sobre los estratos de Guadalupe (*Guadalupestufe*). Luego de la redefinición hecha por Hubach (1931b; Hubach y Alvarado, 1932) se considera que la Formación Guaduas está limitada en la base por las rocas del Grupo Guadalupe y al techo por la Formación Cacho. Las capas rojas en los alrededores de Guaduas (*Guaduasschichten*) antes incluidas en la Formación Guaduas en el sentido de Hettner fueron incluidas por De Porta (1966) en la Formación Seca. Van der Hammen (1958) establece como localidad tipo al área entre los Boquerones de Lenguazaque y Guachetá. Hubach (1957) establece como localidad tipo de la Formación Guaduas el área de Guatavita y la divide en su localidad tipo en tres conjuntos: el

primero limitado por la Arenisca Tierna a la base y al techo por la Arenisca La Guía, el del medio por la base de la Arenisca La Guía y el techo de la Arenisca La Lajosa, y el superior entre el tope de La Lajosa y la base de la Arenisca del Cacho.

Según datos palinológicos, Van der Hammen en el informe 1279 del Servicio Geológico Nacional de 1957 (cita efectiva Van der Hammen, 1958) indica una edad Maastrichtiano-Paleoceno para la Formación Guaduas (ver también Sarmiento, 1992b). Sarmiento (1992b) estudia las asociaciones palinológicas en el área de Sutatausa (norte de Bogotá) y presenta un diagrama donde reconoce dos zonas:

- **La Zona I o Zona de *Buttinia andreevi*.** Zona correlacionable con la Zona A de Van der Hammen (1958). En esta zona destaca *Psilamonocolpites medius* y otros palinomorfos como *Proxapertites humbertoides*, *Bacumorphomonocolpites tausae*, *Retimonocolpites claris* y *Scabrastephanocolpites guaduensis*. Los palinomorfos exclusivos de la zona son: *Echimonocolpites protofranciscoi*, *E. echiverrucatus*, *Spinozonocolpites echinatus*, *Retricolpites belskii* y *Buttinia andreevi*. En esta zona se recobraron dinoflagelados del genero *Dinogymniun* que alcanzan el Maastrichtiano tardío.
- **Zona II o Zona de *Foveotriletes margaritae*.** En esta zona se reconocen palinomorfos con extensión exclusiva de este rango tales como: *Mauritiidites franciscoi*, *Foveotriletes margaritae*, *Zonotricolpites lineaus*, *Proxapertites operculatus*. Otros palinomorfos en la parte más alta de esta zona (Subzona IIb) incluyen *Syncolporites lisamae*, *Psilatriletes martinensis* y *Spinozonocolpites tausae*. Esta zona se correlaciona con la Zona 14 (*Spinizonocolpites baculatus*) de edad Daniano de Muller et al. (1987).

La Formación Guaduas en la región al este de Tunja se encuentra reposando concordantemente sobre la Formación Arenisca Tierna y al techo está limitada por las areniscas de la Formación Cacho (Rodríguez y Solano, 2000). En el área de Paz del Río el techo de la Formación Guaduas limita con las areniscas basales de la Formación Socha (ver Alvarado y Sarmiento, 1944). La unidad se compone de arcillolitas abigarradas, capas de espesor variable de arenitas y mantos de carbón. Su espesor se calcula en 700 metros, aunque puede variar entre 479 y 987 metros (ver Etayo-Serna et al., 1986).

En esta unidad se analizaron muestras provenientes del sector J (ver Anexo 1.11).

Sarmiento (1992a) interpreta los depósitos de la Formación Guaduas así:

- **El segmento 1 o basal:** producido por la actividad de un sistema costero compuesto de una isla barrera y su albufera (*lagoon*).
- **El segmento 2:** interpretado como producido en la zona supramareal y con influencia lacustre.
- **El segmento 3:** producido por la acción de ríos, áreas de desborde y lagos.
- **El segmento 4:** Originado por la acción de pantanos con influencia mareal y de canales de estuarios.
- **El segmento 5:** Formado por la acumulación de lodos en llanuras bajas.
- **El segmento 6.** Formado por la acción de canales de ríos meandriformes, con influencia de llanuras aluviales y zonas mareales.
- **El segmento 7:** Formado principalmente en zona intermareal.
- **Los segmentos 8 y 9.** Formados por la acción de ríos meandriformes y llanuras aluviales.

La Formación Guaduas es la unidad más importante en el área desde el punto de vista económico, en ella más de 8 mantos de carbón son explotables. Los carbones son bituminosos con altos niveles de volátiles B y C.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La zona de estudio se halla ubicada cerca al eje de la Cordillera Oriental, en la parte interna del cinturón de pliegues y cabalgamientos desarrollado en el flanco oriental de dicha cordillera, el cual tiene una vergencia principal hacia SSE. Este flanco de la Cordillera Oriental presenta rasgos transpresivos dextrales (Velandia, 2005) lo que genera fallas de cabalgamiento con componentes transcurrentes dextrales y una serie de pliegues asimétricos a diferentes escalas.

El área trabajada se caracteriza por la presencia de una serie de pliegues sinclinales y anticlinales, y algunas fallas de despegue, las cuales que tienden a ser paralelas con la estratificación, lo que dificulta su identificación. En general, las estructuras tienen rumbos al NNE.

Las principales estructuras sinclinales y anticlinales presentes en el área, descritas de occidente a oriente son: Anticlinal de Arcabuco, el cual presenta algunos pliegues menores. Posteriormente se halla el sinclinal de Churuvita, el cual, a su vez presenta estructuras menores tanto en sus flancos como en el núcleo. . Anticlinal de Gavilera-Chircal San Rafael; que presenta estructuras secundarias en sus flancos, tales estructuras secundarias del flanco oriental tienen disposición normal, mientras que las del flanco occidental están en posición invertida. Sinclinal de Sora-Cucaita, erodado en sus partes central y meridional, y a la vez cubierto por depósitos cuaternarios lacustres y Anticlinal de Sora-Cucaita, desarrollado en las formaciones del Cretácico Superior.

3.1 PLIEGUES

A continuación se hace una descripción de los principales pliegues encontrados en la zona de estudio.

3.1.1 Anticlinal de Arcabuco

Se ubica hacia el oriente del Municipio de Villa de Leyva. Es una estructura que tiene una tendencia NNE, su eje axial cabecea en promedio 20° hacia el SW, sus flancos tienden a ser asimétricos, el flanco oeste presenta buzamientos que varían entre 25 y 45° hacia el noroeste, mientras que el este presenta buzamientos entre 37 y 52° hacia el sureste (ver Figura 3.1).

En el núcleo de este anticlinal aflora la Formación Arcabuco, por encima de ella aflora la Formación Rosablanca, la cual no es continua, sólo aflora en algunos sitios, posteriormente se hallan rocas de la Formación Ritoque.



Figura 3.1 Vista del flanco este del Anticlinal de Arcabuco, a 600 metros después del Corregimiento de Chiquiza. Contacto concordante entre las formaciones Arcabuco y Ritoque e igualmente concordante entre las formaciones Ritoque y Paja.

La expresión morfológica de este anticlinal corresponde a dos cerros, uno de cima plana buzando hacia el suroeste (Cerro San Marcos) y otra de cima redondeada (Cuchilla Morro Negro) más espesa que la anterior y ubicada inmediatamente al noreste del Cerro San Marcos (Figura 3.2).

En este estudio sólo se trabajó el flanco este del Anticlinal, el cual se encuentra ligeramente plegado, mediante pliegues asimétricos de corta longitud de onda, como se puede apreciar en la Figura 3.3



Figura 3.2 Vista panorámica del flanco SE del Anticlinal de Arcabuco, desde de la vía Peaje Sáchica – Alto del Arrayán, al frente de la entrada al Corregimiento de Chiquiza.

3.1.2 Sinclinal de Churuvita

Se trata de una estructura compleja, que tiene sus flancos “plegados” (pliegues de segundo orden ubicados en los flancos del sinclinal). Se ubica hacia el oeste de la planicie en la que se asientan los Municipios de Sora y Cucaita.

Esta estructura involucra en superficie parte de las formaciones San Rafael, ubicada en su núcleo, y Churuvita dispuesta por debajo de la anterior. Tiene una tendencia NNE, el flanco oeste posee rumbos al NNE con buzamientos con tendencia hacia el NW, formando sinclinales y anticlinales asimétricos con vergencia hacia el SE, como se aprecia en la Figura 3.4, algunos flancos poseen polaridad invertida.

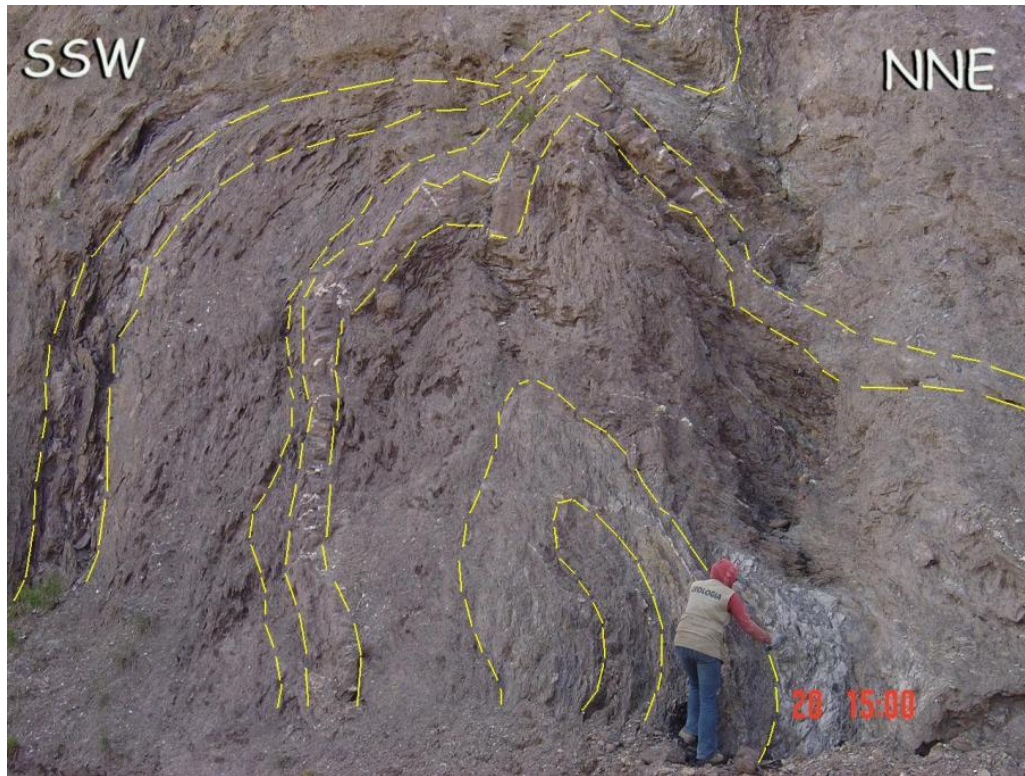


Figura 3.3 Carretera Tunja – Villa de Leyva (entre Peaje Sáchica – Alto del Arrayán), 500 metros antes del Alto del Arrayán. Pliegue apretado asimétrico, con vergencia hacia el SSW, afecta a estratos de arenitas finas rojas (con niveles concreciones de composición arcillolimososa en este estrato) y limolitas grises (placas de yeso no superiores a los 2 cms de espesor), Formación Paja. Algunos estratos presentan pequeños plegamientos.

El flanco este del Sinclinal de Churuvita posee rumbos hacia el NNE y buzamientos hacia el NW. Las capas de las formaciones involucradas en el plegamiento se van volcando progresivamente hacia el oeste, hasta quedar con la polaridad invertida.

Para la toma de muestras para los diferentes análisis realizados sólo se tuvo en cuenta el flanco occidental de este anticlinal, ya que es el que presenta mejor continuidad con las formaciones infrayacentes, y para evitar repeticiones en el muestreo.



Figura 3.4 Vista panorámica del flanco oeste del sinclinal de Churuvita. Se puede notar los pliegues de segundo orden, sinclinal a la derecha y anticlinal a la izquierda de la Figura. Hacia la izquierda la carretera va hacia Tunja.

3.1.3 Sinclinal de Sora-Cucaita

Esta estructura se ubica cerca a los municipios de Sora y Cucaita y tiene dirección NNE; gran parte de la estructura está cubierta por los depósitos cuaternarios ubicados en la zona de Sora y Cucaita, por lo que sólo es posible ver pequeñas porciones de la estructura. Afecta rocas de las formaciones San Rafael, Conejo y Plaeners.

Sus flancos presentan pliegues de segundo orden los cuales tienen vergencia hacia al oeste en el flanco este, y vergencia al este en el flanco oeste. Algunos de los flancos de segundo orden tienen polaridad invertida.

3.1.4 Anticlinal de Sora-Cucaita

Se ubica al este de los municipios de Sora y Cucaita. La tendencia del Anticlinal es NNE. En el núcleo afloran rocas de las formaciones Conejo y Plaeners.

Al igual que el sinclinal anterior sus flancos están plegados debido a la generación de pliegues de segundo orden (ver Figura 3.5 y 3.6). Los pliegues de segundo orden del flanco oeste tienen vergencia hacia el este y los del flanco este muestran vergencia hacia el oeste.

En la parte externa del flanco oriental de este anticlinal (cerca al sitio Las Juntas) afloran capas de la Formación Plaeners, las cuales presentan buzamientos altos, lo que favorece el desarrollo de pliegues gravitatorios tipo chevron (Figura 3.7).

3.2 FALLAS

En general, la secuencia sedimentaria estudiada no está muy afectada por grandes fallas, aunque se presentan algunas estructuras que consisten en fallas de despegue, que tienden a ser paralelas a la estratificación, lo cual dificulta su identificación.

Sobre la carretera Villa de Leyva-Tunja, cerca al límite entre las formaciones Paja y San Gil fue posible identificar una zona de deformación cuya amplitud es de unos 500 m. Se caracteriza por presentar una serie de zonas de despegue que aprovechan los niveles más dúctiles (shales) pertenecientes a la Formación San Gil; también es posible determinar cabalgamientos subparalelos a la estratificación. Es de anotar que la mayor parte de la zona de deformación es subparalela a la estratificación, por lo que posiblemente no afecte el espesor real de la secuencia. El límite este de la zona de deformación se ve claramente sobre la carretera Villa de Leyva-Tunja y su disposición muestra rumbo al NNE con buzamiento fuerte hacia el SE. En este límite se ve como la estratificación normal de la secuencia es cortada por esta estructura (ver Figura 3.8).

En el flanco oeste del anticlinal de Sora-Cucaita se observa una serie de fallas con tendencia E-W, y subverticales, con cortos desplazamientos, las cuales no dislocan significativamente la secuencia, por lo tanto no tienen mayor incidencia en la toma de muestras para los análisis isotópicos.



Figura 3.5 Vista hacia el Alto de Las Juntas, desde la carretera hacia Tunja, los estratos de la izquierda de la figura buzan hacia la izquierda (NW), mientras que los estratos de la derecha buzan hacia la derecha (SE), conformando una estructura anticlinal, la cual pertenece a una serie de plegamientos del flanco este del Anticlinal de Sora-Cucaita.



Figura 3.6 Vista panorámica que muestra un pequeño sinclinal perteneciente a la zona de plegues menores del flanco este del Anticlinal de Sora-Cucaita, Formación Conejo. La altura del muro al lado de la carretera es de 15 cm.



Figura 3.7 Vista panorámica de un conjunto de pliegues gravitatorios desarrollados en la Formación Plaeners, flanco este del Anticlinal Sora-Cucaita. La vergencia de los pliegues es hacia el SE. La escala es la retroexcavadora cerca al centro de la gráfica.

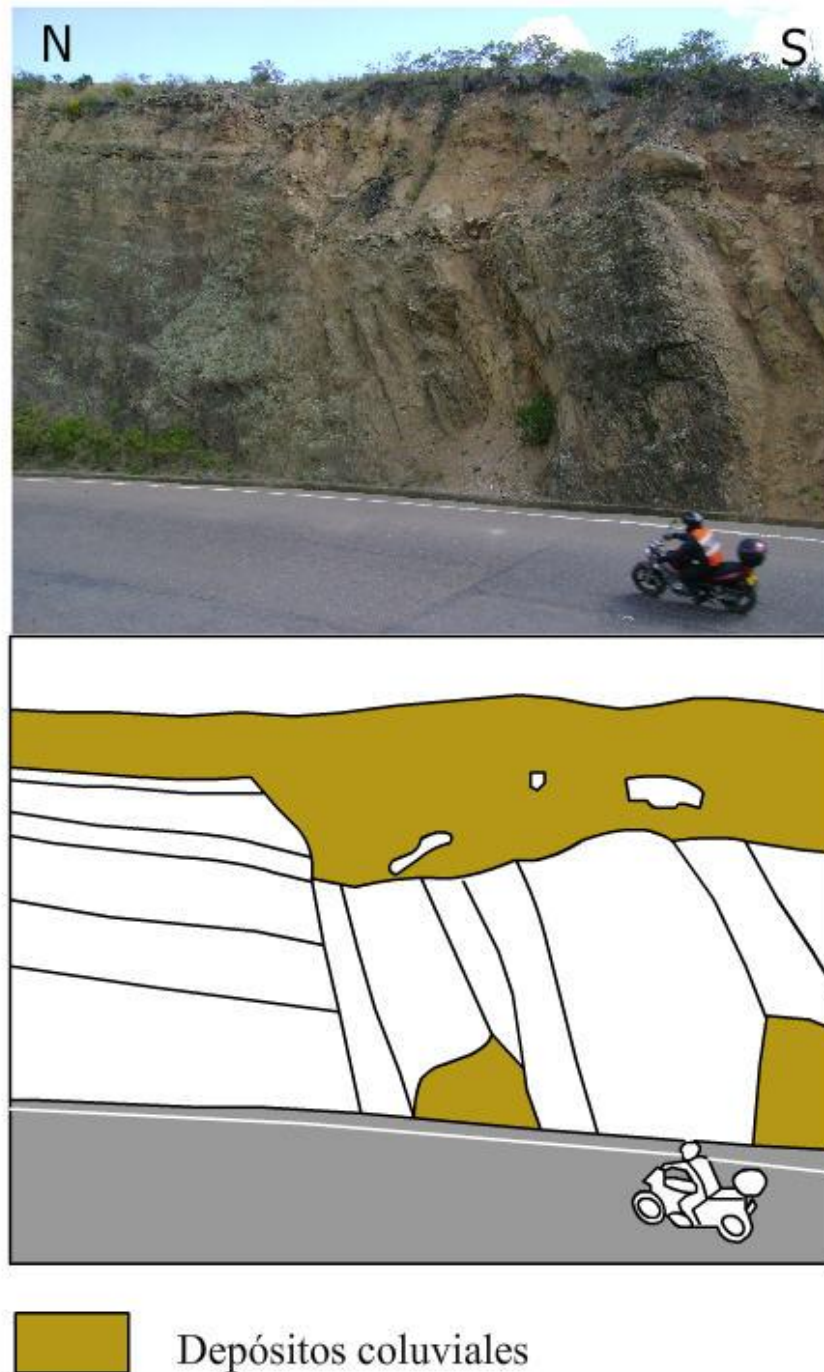


Figura 3.8 A. Vista de la zona de deformación ubicada cerca al límite de las formaciones Paja y San Gil, sobre la carretera Villa de Leyva-Tunja. Se aprecia el límite este de la zona de deformación. B. Esquema interpretativo, en el que se graficaron sólo algunas superficies de estratificación.

4. ISÓTOPOS DE ESTRONCIO ($^{87}Sr/^{86}Sr$)

4.1 EVENTOS ANÓXICOS DURANTE EL CRETÁCICO EN LA REGIÓN DE VILLA DE LEYVA

Los eventos de anoxia oceánicos (*Oceanic Anoxic Events: OAEs*) (Schlanger and Jenkyns, 1976) fueron intervalos de tiempo durante los cuales los océanos comienzan a ser empobrecidos en oxígeno aumentado dramáticamente acumulación de carbono orgánico en los sedimentos (Bralower and Lorente, 2003). Uno de los intervalos más largos de anoxia que afectó los océanos del mundo fue el que se produjo durante el Cretácico, entre los 125 (Aptiano) y 80 millones de años (base del Campaniano) (Walker and Geissman, 2009), rango que abarca los depósitos de la Formación Paja hasta la parte baja de la Arenisca Tierna.

Durante esta fase destacan dos picos de anoxia, que por su impacto en la producción de shales orgánicos han sido estudiados con gran detalle: el Evento Selli (*OAE 1a*) del Aptiano temprano (~120 Ma) y el Evento Bonarelli (*OAE 2*) del límite Cenomaniano–Turoniano (~93 Ma). El Evento Bonarelli fue el máximo pico de anoxia y debe estar situado, según los datos bioestratigráficos, a algún sector de la pila sedimentaria entre las formaciones Churuvita (en su parte terminal) y San Rafael.

Las causas específicas de los eventos anóxicos oceánicos han sido un difícil sujeto de debate, pero en general se ha aceptado que son el resultado de trastornos climáticos y tectónicos que afectan la estabilidad de las cuencas oceánicas. Sobre el origen de los OAEs se han sugerido varios factores: la falta de circulación profunda por efecto de la desaparición de casquetes polares (mares estancados sin aguas oxigenadas profundas), circulación marina bloqueada por efecto de accidentes tectónicos, y una alta productividad marina (Arthur et al., 1987; Bralower and Thierstein, 1987; Erbacher et al., 2001; Ryan and Cita, 1977; Thiede and Van Andel, 1977). La simultaneidad entre la formación de las grandes provincias ígneas (*large igneous provinces: LIPs*) y los eventos anóxicos ha sido frecuentemente citada como una posible relación de causa efecto entre estos fenómenos (Kerr, 1998; Kuroda et al., 2007). La actividad tectónica global y quizás los ciclos astronómicos son o han sido fenómenos disparadores que han influido directamente en la productividad biológica (sensible a los desbalances en el contenido de gases atmosféricos, y la forma y distribución de los océanos).

4.2 ELEMENTOS TRAZA EN FÓSILES

Los minerales que componen los esqueletos en los seres vivos raramente son puros, contienen trazas de elementos accesorios. Estos generalmente corresponden a iones que están presentes en solución sólida en la rejilla cristalina, o pueden estar dentro de la matriz orgánica, o como impurezas en fases minerales diferentes a las de las conchas (Dodd and Stanton, 1990).

Los procesos metabólicos y la geoquímica del medio están en permanente interacción: los seres vivos extraen elementos químicos del ambiente y a su vez el ambiente se refleja en las proporciones de elementos que están presentes en el esqueleto. El desciframiento de estas interrelaciones es la base para el estudio de elementos trazas en restos de organismos fósiles (Clarke and Wheeler, 1922). Los factores que controlan la presencia de elementos traza en un fósil son:

- **La bioquímica** (los procesos químicos y físicos controlados biológicamente que permiten la formación de los elementos minerales del esqueleto)
- **Las variables ambientales** (temperatura, Ph, Eh, salinidad, presión, etc.)
- **Fisiología** (variables controladas genéticamente que tiene que ver con el funcionamiento del organismo)
- **Procesos diagenéticos** (procesos físicos y químicos que modifican los restos luego de su enterramiento)

El análisis de los componentes químicos de los esqueletos fósiles, si se interpreta adecuadamente, puede ser de gran utilidad en el análisis paleoambiental. La mayor parte de las investigaciones en esta área están centradas sobre carbonatos, la razón para esto es la facilidad con que elementos con radio iónico cercano al Ca remplazan a este en la estructura del aragonito y calcita. La carga y radio iónicos del Mg^{2+} y Sr^{2+} facilitan la sustitución del calcio (Ca^{2+}) en carbonatos, por esto la concentración de estos elementos en el agua refleja las proporciones de estos elementos en la concha de muchos de moluscos. Esta relación se puede expresar así:

$$[Me/Ca]_{esqueleto} = K [Me/Ca]_{agua}$$

Me es la concentración molar del catión traza, *Ca* es la concentración molar del calcio, *K* es la constante de proporcionalidad llamada también coeficiente

de partición (Dodd and Stanton, 1990). Esta relación ha sido demostrada en numerosos estudios, entre los cuales destacan los experimentos de Buchardt (1977), y Buchardt y Fritz (1978). Estos autores probaron en laboratorio que durante el crecimiento los moluscos (tres especies en el experimento) criados en tanques incorporan Sr en la medida que la concentración de este ion es aumentada en el agua. De esta manera puede aplicarse este concepto a los fósiles; la relación entre el catión traza y Ca (Me/Ca) presente en un concha reflejaría la concentración de estos elementos en el agua donde esta creció. Por otra parte, el coeficiente de distribución (K) depende de la forma mineral de carbonato. Para una relación Me/Ca idéntica el coeficiente de distribución (K) es específico para aragonito o para calcita.

4.3 EL CICLO DE ESTRONCIO

El estroncio (Sr, número atómico 38) es un metal de comportamiento químico y radio iónico similar al calcio (Ca, número atómico 20). Sin embargo en algunos aspectos difiere del calcio como en las constantes de ionización y los productos de solubilidad, por eso se puede afirmar que los ciclos del estroncio y calcio son semejantes cualitativamente pero no cuantitativamente (Odum, 1951). Para entender el ciclo del estroncio es necesario entender también el ciclo del rubidio (Rb). Una parte del estroncio terrestre no viene del manto ya que ha sido formado por desintegración de rubidio en rocas continentales (el rubidio 87 es radioactivo y decae hacia estroncio 87).

Durante la diferenciación magmática en la parte superior del manto el rubidio es separado de las fases básicas y ultrabásicas (Figura 4.1). El Rubidio (debido a su gran radio iónico) permanece en la fase líquida y el estroncio es retenido en las plagioclasas. Gran parte del rubidio es entonces excluido durante la cristalización fraccionada y se desplaza hacia la parte alta de la litósfera (magma residual). Con el incremento de la diferenciación magmática la relación Rb/Sr aumenta en este orden: plagioclasa, hornblenda, feldespato potásico, biotita y moscovita. Por esto, las rocas ígneas con mayores valores de Rb/Sr son las pegmatitas.

En los procesos de meteorización el estroncio (lo mismo que el calcio) es removido de las rocas que lo contienen y pasa hacia los ríos en solución o en partículas minerales. El estroncio en su forma disuelta enriquece las aguas oceánicas y el que conforma la fracción cristalina se acumula en las arcillas marinas (Odum, 1951). Parte del estroncio oceánico es removido por los organismos marinos durante la construcción de esqueletos calcáreos y fosfáticos. El estroncio y el calcio atrapados en las rocas sedimentarias, carbonatos y arcillolitas, son de nuevo incorporados por los procesos de

erosión durante el levantamiento de montañas. Una fracción del estroncio de las rocas sedimentarias se incorpora a rocas plutónicas durante procesos de asimilación, este de nuevo es llevado a la superficie durante el volcanismo (Odum, 1951).

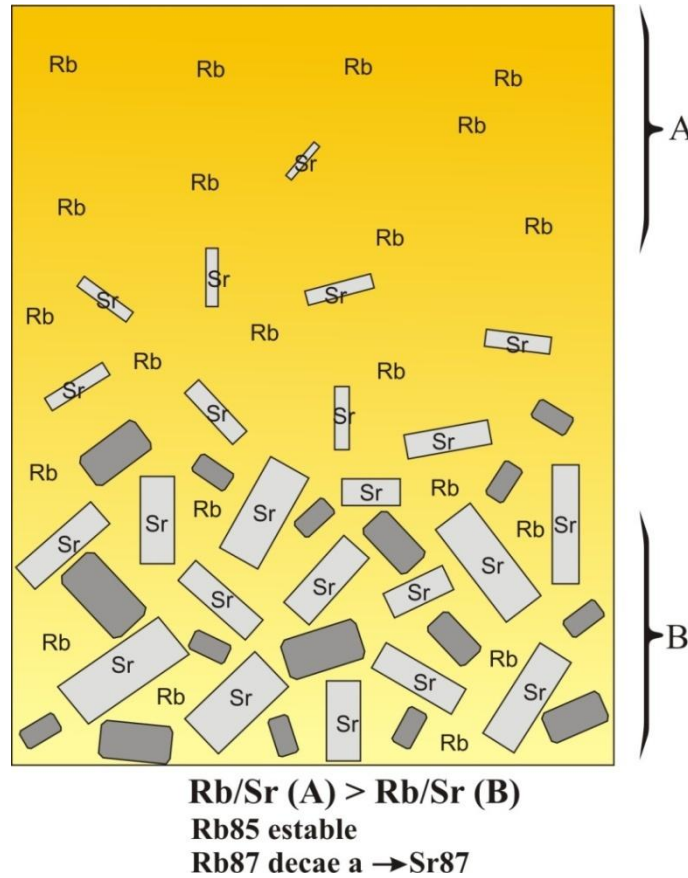


Figura 4.1 Modelo que explica el fraccionamiento del estroncio durante la cristalización de magmas.

El rubidio 87 es radioactivo y decae hacia estroncio 87, así que toda fuente de rubidio (e.g. erosión de rocas ígneas ácidas) a cierto plazo aumenta la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$. En los procesos de erosión continental se libera estroncio radiogénico (^{87}Sr) proveniente de la desintegración de rubidio (^{87}Rb) de rocas graníticas. Es por esto que cuando se mide la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en aguas continentales (lagos, estuarios, cuencas cerradas) esta tiende a ser más alta que la obtenida en aguas marinas abiertas (Reading, 1996).

Los océanos actúan como sistemas abiertos, de esta manera cualquier anomalía en la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ es homogenizada en un lapso de no más de

mil años. La relación isotópica de estroncio para el agua marina actualmente es de 0.709 y este valor es idéntico, dentro del rango de error, en todos los océanos del mundo (Leeder, 1999)(ver Figura 4.2).

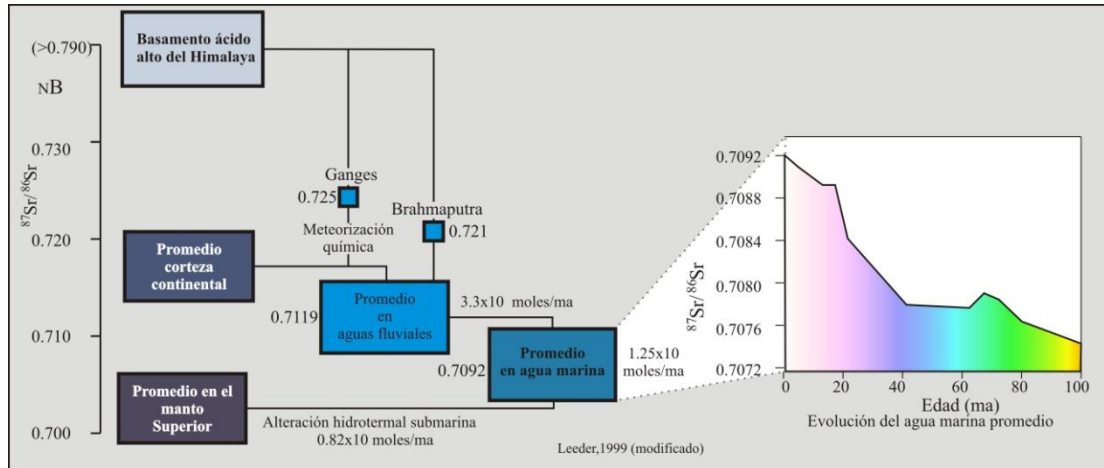


Figura 4.2 Esquema que representa los valores más comunes de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en diferentes ambientes geológicos (Leeder, 1999).

Cambios en la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en los océanos reflejan el aporte de las corrientes fluviales y de las dorsales oceánicas. La corteza continental posee una relación más alta de Rb/Sr que la corteza oceánica, de ahí que la meteorización química en los continentes genera más estroncio radiogénico que la generada por alteración de basaltos en los fondos oceánicos. El valor promedio de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en aguas fluviales es de 0.712, mientras que en las fuentes termales del piso oceánico es 0.703 (Leeder, 1999).

Dado que el aporte fluvial de estroncio (y el Neodimio) disuelto es proporcional a las tasas de erosión, la medida de este elemento en los océanos se convierte en uno de los mejores *proxy* para detectar las variaciones en las tasas de erosión continental a través del tiempo (Jacobsen et al., 1997; Leeder, 1999). Sin embargo la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ no necesariamente refleja las tasas de erosión, también puede reflejar cambios isotópicos en el ciclo de las aguas fluviales (Jacobsen et al., 1997). La meteorización de un área donde existe abundante calcita de origen hidrotermal incrementa los valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en los ríos (Chamberlain et al., 2005).

Para mantener la relación en los océanos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en su nivel actual es necesario mezclar dos terceras partes de aguas fluviales y un tercio de agua de las zonas hidrotermales oceánicas, estas proporciones están de acuerdo

con el flujo actual aportado por los ríos, y los valores estimados de flujo de calor y emisión hidrotermal en las dorsales (Leeder, 1999).

El registro de las variaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en los océanos del pasado puede obtenerse del análisis de los esqueletos de organismos con calcita biológicamente precipitada de agua marina. Sin embargo los restos fósiles no deben estar afectados por diagénesis por que los efectos de este fenómeno modifican la composición iónica original del esqueleto. Los organismos con esqueleto calcáreo que habitan lagos y ríos poseen una relación necesariamente más alta de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que la medida en organismos marinos.

El análisis de fósiles calcáreos muestra un incremento gradual de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ que comenzó hace 100 millones de años (Figura 4.3), aumento que se hizo más acentuado en los últimos cuarenta millones de años (Richter et al., 1992). Este evento geoquímico coincide con un gran evento geológico: el comienzo del levantamiento del Himalaya (Richter et al., 1992). En estas circunstancias grandes masas de gneises y granitoides altamente radiogénicos fueron elevados por efecto combinado de levantamiento cortical y cabalgamientos; la meteorización resultante se refleja actualmente en el contenido de Sr en los grandes ríos de la India y Paquistán. Hoy día las medidas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en el río Ganges alcanzan valores mayores de 0.720, situándose como el registro record entre los ríos del planeta (Leeder, 1999).

El rubidio (Rb) y el estroncio (Sr) son elementos alcalinos que se movilizan fácilmente bajo el efecto de aguas cálidas calcáreas, por ello cualquier evidencia de actividad hidrotermal indicaría modificaciones del estado isotópico original de una roca.

4.4 ANÁLISIS DE RESULTADOS

La toma de muestras para el análisis de $^{87}Sr/^{86}Sr$ se basó en su contenido fósil y en la existencia de material calcáreo original. La presencia de material prístino que reflejara exclusivamente la composición del agua marina solo se pudo haber probado con escaneo (SEM) de la estructura cristalina de la calcita en las conchas, algo que estuvo fuera del alcance de este proyecto. Sin embargo, por ser un trabajo pionero, se quería explorar la factibilidad del método para esta importante cuenca Colombiana.

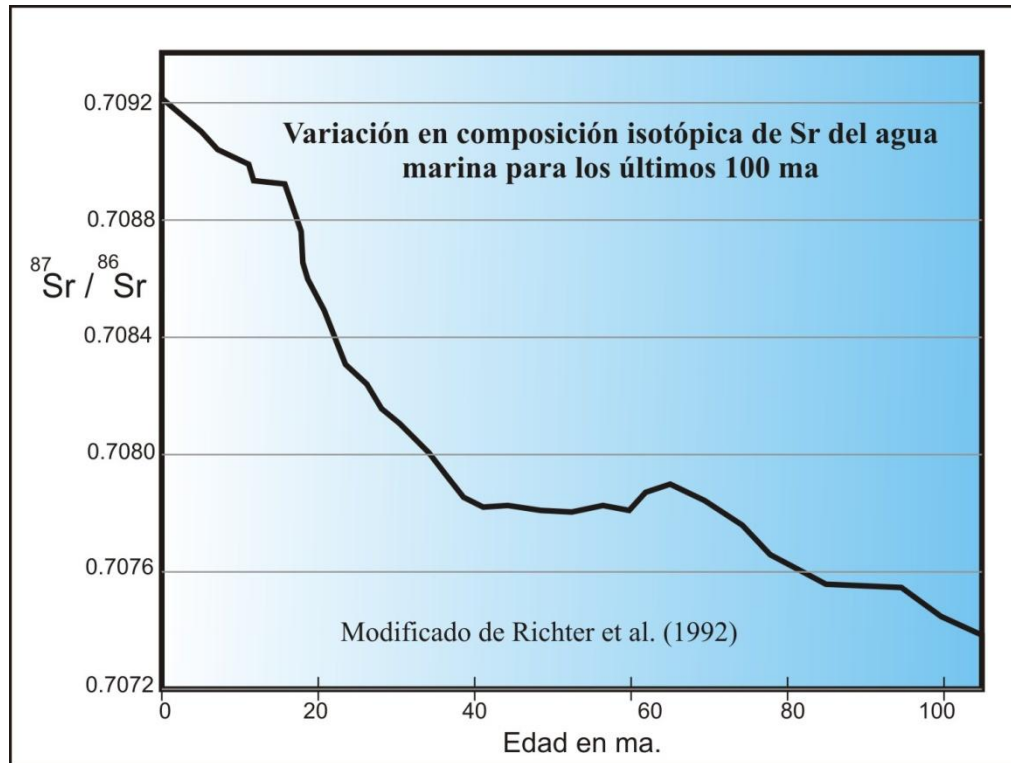


Figura 4.3 Curva que muestra un incremento gradual de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ a partir de análisis de fósiles calcáreos, que comenzó hace 100 millones de años

Se enviaron 51 muestras de conchas de bivalvos al laboratorio *Earth and Space Sciences*, de la Universidad de Washington. El protocolo del tratamiento de las muestras y análisis de Sr se describe en el Anexo 4.1.

En el Anexo 4.2 se muestran los resultados de los análisis de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ en las muestras colectadas, en el Anexo 4.3 se halla la ubicación de las muestras y su altura sobre la base de la secuencia; la Figura 4.4 presenta la ubicación de los resultados de los análisis en relación a la columna estratigráfica de Etayo-Serna (1998) para el área de Villa de Leyva-Tunja. La mayoría de las muestras se ubican en la Formación Churuvita, ya que es la que contiene mayor cantidad de material fósil propicio para analizar.

Datos de Sr^{87}/Sr^{86} de la sección de Villa de Leyva en la sección estudiada y comparados con la columna de Etayo-Serna (1968). Las muestras corresponden a fósiles con estructura en carbonato de calcio. La presencia de niveles calcáreos condicionó este muestreo, por esto algunos segmentos aparecen sin datos.

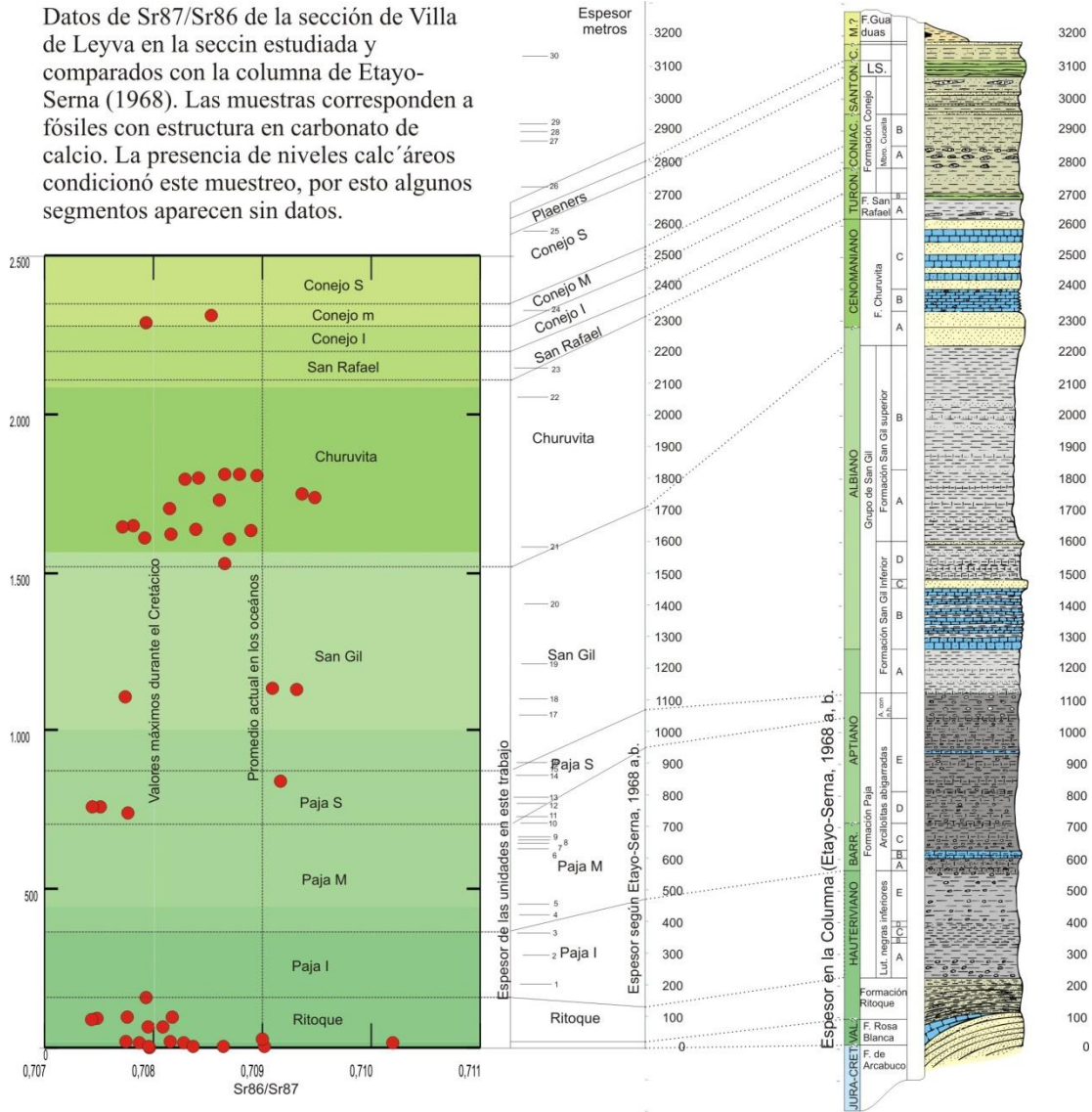


Figura 4.4 Datos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de la sección de Villa de Leyva en la sección estudiada y comparados con la columna de Etayo-Serna (1968). Los puntos en color violeta representan los valores de radios isotópicos situados en la columna geológica general. Solamente se ven representados los sectores con calizas dado que las muestras analizadas debían ser calcáreas. Por esta razón los sectores lutíticos y areníticos aparecen sin datos.

Burke et al. (1982) presentan una curva de evolución de los isótopos $^{87}Sr/^{86}Sr$ para los océanos (ver Figura 4.5), durante el Fanerozoico, en el caso específico del cretáceo esta relación se ubica entre 0.7071 y 0.7072 a inicios de este período, el valor de la relación se va incrementando hasta llegar a

valores cercanos a 0.7074, para disminuir a 0.7072, más o menos en la mitad de este período. Posteriormente la curva aumenta a 0.7074, y luego disminuye a 0.7073, en la parte final del período la curva aumenta progresivamente de valores hasta llegar a un valor entre 0.7077 y 0.7078.

La Figura 4.6 presenta la curva de $^{87}Sr/^{86}Sr$ para el Fanerozoico según datos de Burke et al. (1982). Sobre esta figura se ubicaron los datos correspondientes a los análisis realizados en este trabajo (círculos amarillos). Lo que se puede apreciar en la grafica es que la mayoría de los valores de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ se separan de los valores típicos de la curva de Burke et al. (1982). Prácticamente todas los datos obtenidos están por encima de los valores previstos por la curva patrón. Además la distribución de datos no tiene un patrón de comportamiento definido.

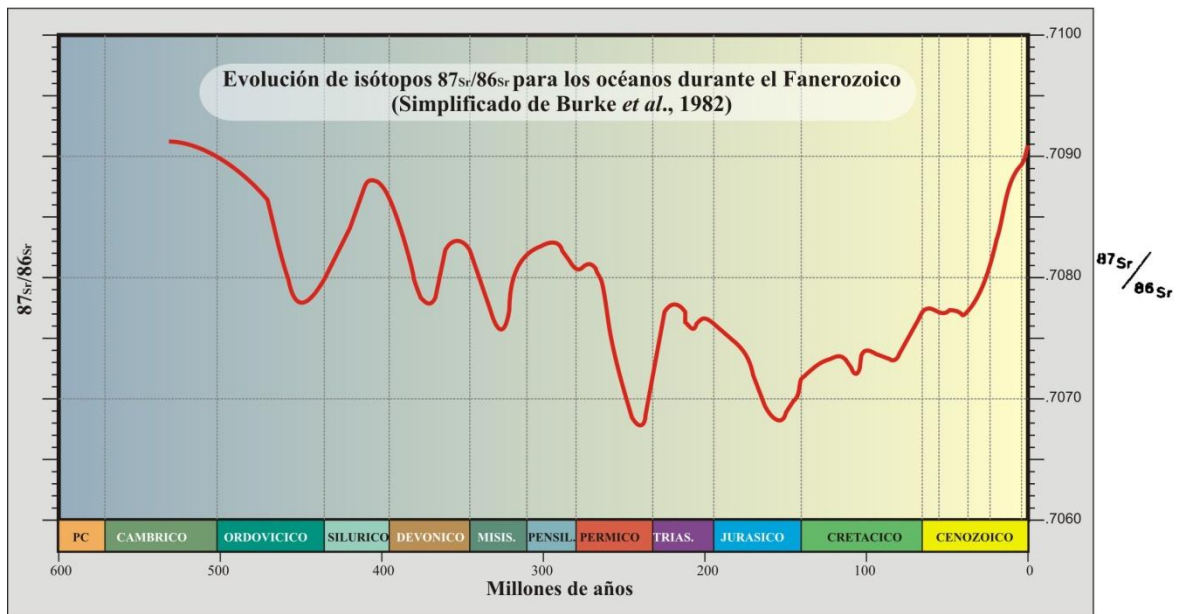


Figura 4. 5 Curva mundial de estroncio para el Fanerozoico según Burke et al. 1982.

A primera vista las muestras analizadas muestran valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que pudieron estar afectados por aporte de estroncio (Sr) externo. Varias hipótesis pueden ser enunciadas para explicar esta "anomalía":

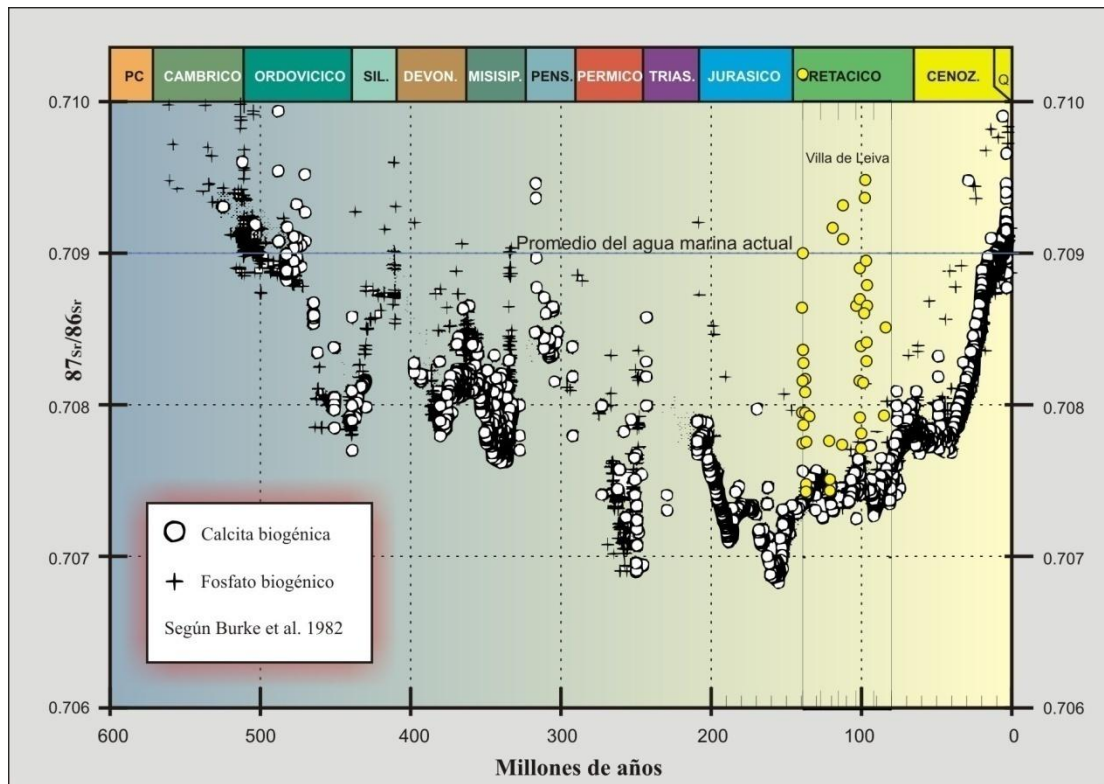


Figura 4.6 Curva de Sr87/Sr86 según datos de Burke et al. 1982. Los datos de este trabajo se señalaron con un círculo amarillo. La dispersión de alguno de los datos con relación a la curva mundial sugiere diagénesis alta para parte de la secuencia.

- Efecto de aguas meteóricas durante procesos de meteorización reciente que dejaron su impronta "moderna" en las muestras.
- Diagénesis. La intervención del agua durante la diagénesis pudo removilizar el estroncio.
- Actividad ígnea indirecta, efecto de aguas de origen hidrotermal.
- Efecto de aporte fluvial (normalmente con valores más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que los océanos).

Los efectos de la meteorización se atenuaron recolectando material inafectado (en los límites de observación en de muestra de mano). Luego, durante la fase de laboratorio, las conchas fueron perforadas con taladro de tungsteno alcanzando niveles internos (lejos de potenciales efectos de alteración superficial).

Se considera que el límite entre diagénesis y catagénesis se sitúa en el punto en el cual la reflectancia de la vitrinita (%Ro) alcanza un valor de 0.5 (ver numeral 6.3.2.1). Este valor se alcanzaría cerca a la parte media de la formación Conejo. Esto indica que las muestras de la formación Churuvita están por debajo de este límite, y por lo tanto presentarían alta diagénesis.

La diagénesis alta altera la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$, y podría ser señalada como una de las causas de las anomalías presentadas en la curva local $^{87}Sr/^{86}Sr$. Pero la diagénesis de conchas con calcita baja en magnesio tiene como resultado la caída de los valores de estroncio (Sr), y el aumento del hierro (Fe) y manganeso (Mn) (Veizer, 1983). Se ha constatado que las conchas con diagénesis muestran valores ligeramente más bajos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que las conchas inalteradas (Steuber, 2003). Las muestras en este estudio superan ampliamente los valores esperados de $^{87}Sr/^{86}Sr$, por esta razón la diagénesis podría ser descartada como una posible explicación a esta anomalía.

Si se observa la geología local, la hipótesis de los efectos de la actividad ígnea en los valores altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en la región de Villa de Leyva podría ser descartada. Sin embargo en la región existe una extensa red de venillas de cuarzo y calcita que podrían ser producidas por actividad hidrotermal. Esto es importante, ya que las venas de calcita hidrotermal muestran valores usualmente altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Chamberlain et al., 2005).

Durante el Cretácico Temprano una fase de extensión afectó la región central de Colombia (Fabr e, 1983; Kennan and Pindell, 2009) y afect o toda la regi on central de la Cordillera Oriental, abarcando la actual área de estudio (Fabr e and Delaloye, 1983; Vásquez and Altenberger, 2005). Aunque no muy extensas, las intrusiones de composición básica atravesaron las rocas sedimentarias al este y al oeste de la regi on de Villa de Leyva durante el lapso Berriasiano-Cenomaniano (Vásquez and Altenberger, 2005). Existen evidencias de alteración de algunos niveles calcáreos en la cuenca, Espinel y Hurtado (Espinel y Hurtado) reportan biotita en muestras calcáreas de la regi on estudiado lo que sugiere actividad hidrotermal.

Está probado que en el océano cualquier valor anómalo (más alto que la media) de $^{87}Sr/^{86}Sr$ es homogenizado en cerca de 1000 años (Leeder, 1999). Los ríos, en contraste, muestran valores generalmente más altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$, dado que ellos reciben los productos de meteorización continental.

Finalmente hay que hacer una consideración paleogeográfica: en algunos modelos (Kennan and Pindell, 2009) se muestra que la cuenca funcion o como

una bahía más o menos restringida durante el Cretácico con fuentes fluviales al este (ver Figuras 2.7 y 4.7).

En resumen se podría plantear la hipótesis que la región de estudio formó parte una cuenca cretácica restringida con influencia de actividad hidrotermal y que recibía fuerte influjo fluvial (principalmente del este). En estas condiciones se podría esperar los valores altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ que fueron medidos en las calizas.

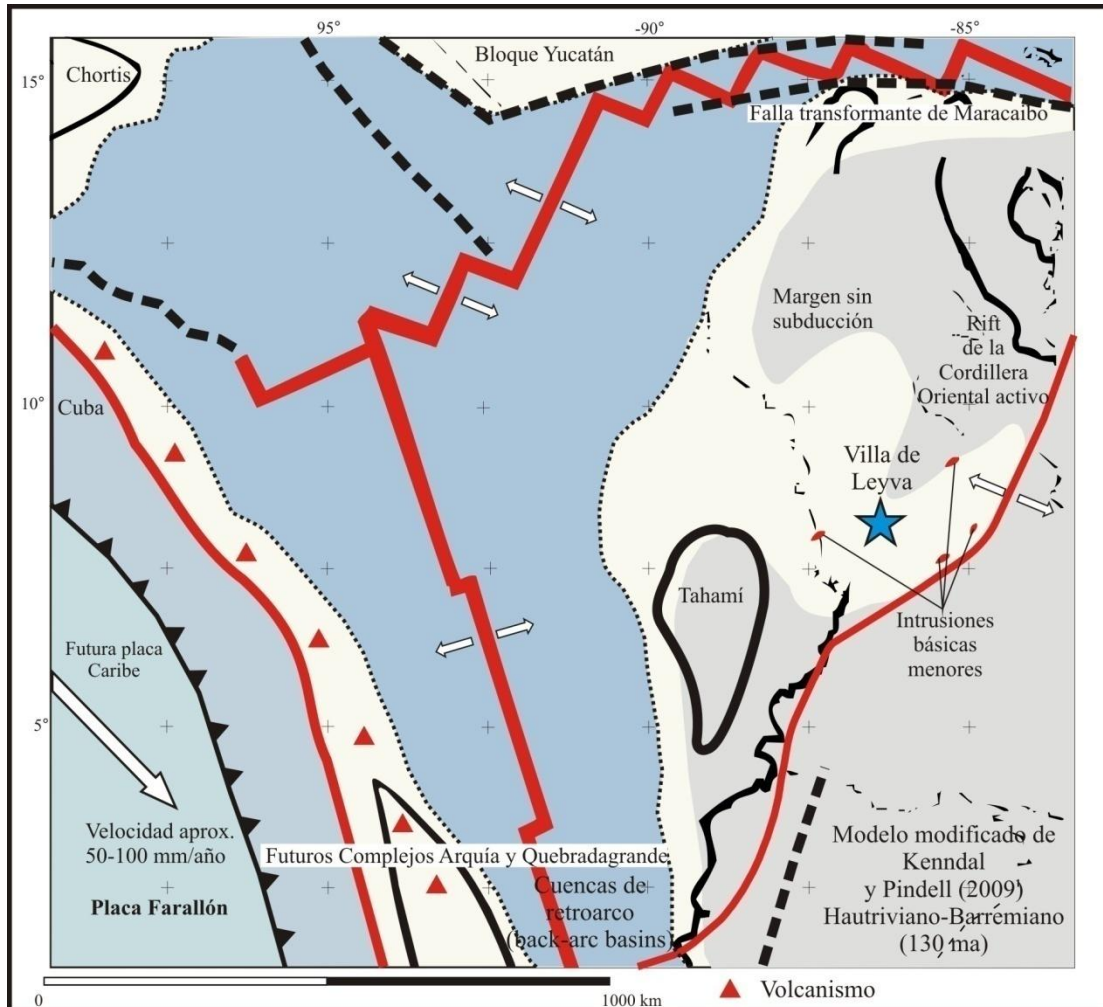


Figura 4.7 Mapa modificado del norte de Suramérica de Kenndal y Pindell (2009) en el que se muestra las relaciones tectónicas y paleo geográficas para Hauteriviense-Barremiano.

4.5 UTILIDAD DE LA CURVA $^{87}Sr/^{86}Sr$ LOCAL

La mayoría de las muestras analizadas para $^{87}Sr/^{86}Sr$ pertenecen a la formación Churuvita, puesto que es la unidad que posee mayor cantidad de material fósil apto para analizar. Aunque la diagénesis afectó estas rocas, al parecer el efecto de otros fenómenos (efectos fluviales y actividad hidrotermal) tuvo que ver en los valores altos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ medidos. Los datos de la curva solo podrían utilizarse para correlacionar otros sectores de la misma cuenca. Un análisis de isótopos de las venas de carbonatos en la región podría confirmar o refutar la hipótesis hidrotermal planteada aquí. La hipótesis del confinamiento (gran influencia de aguas de origen continental) podría probarse tomando datos en otros lugares de la misma cuenca.

5. ISÓTOPOS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$)

Los análisis de isótopos estables en carbonatos y materia orgánica, especialmente $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de foraminíferos y conchas de moluscos, brindan una herramienta poderosa para el estudio de cambios paleoclimáticos y paleo-oceanográficos (Einsele et al., 1991). Cambios de corto término en la temperatura del agua, la salinidad o el ciclo de almacenamiento del carbono se traducen en cambios bruscos en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. El registro estratigráfico del Fanerozoico contiene numerosos ejemplos de cambios abruptos positivos y negativos en los valores de estos isótopos estables (excursiones positivas y negativas) que comprenden unidades de quimioeventos correlacionables regionalmente, y posiblemente a nivel global (Einsele et al., 1991).

Adicionalmente el estudio de isótopos estables de carbono tiene otras aplicaciones importantes tales como: dietas fósiles, astrobiología e historia de la tierra, entre otras.

Los isótopos estables de carbono presentes en conchas carbonatadas han sido utilizados exitosamente para calibrar ciclos globales del carbono, en el tiempo geológico. A nivel global, se han elaborado curvas que muestran las variaciones importantes en la relación $\delta^{13}\text{C}$, la versión libre del programa *Time Scale Creator 4.2* (Lugowski et al., 2009) permite crear porciones de columnas según el intervalo de tiempo geológico necesario, y curvas mundiales de variación de algunos parámetros, entre ellos la variación del $\delta^{13}\text{C}$.

Fundamentación teórica

El carbono tiene dos isótopos estables cuyas abundancias son: $^{12}\text{C} = 98.89\%$, $^{13}\text{C} = 1.11\%$ (Rollinson, 1993).

Las medidas de concentración de estos isótopos en fósiles carbonatados se realizan en relación a una muestra de Belemmite patrón conocida como PDB (Pee Dee Belemmite) proveniente de la Formación Pee Dee, de edad Cretáceo, en Carolina del Sur, y el cual fue guardado en Viena, por lo que también se le conoce en la literatura como VPDB. Este patrón se utiliza porque los valores de ^{13}C y ^{18}O son cercanos a los valores de la caliza marina (Rollinson, 1993).

La relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ es medida en la muestra analizada en partes por mil, la siguiente relación se denomina $\delta^{13}\text{C}$

$$\delta^{13}\text{C} (\text{o/oo}) = \left[\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} (\text{muestra}) - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C} (\text{patrón})}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} (\text{patrón})} \right] \times 1000$$

“Los organismos fotolitótrofos y quimiolitótrofos fijan CO_2 para formar materia viva. La materia viva tiene carbono, que en su mayor parte es ^{12}C , pero también hay átomos ^{13}C y, también ^{14}C . Como el ^{13}C es estable, esta cantidad no va disminuyendo a partir de la muerte del organismo, como si ocurre con la cantidad de ^{14}C , que se va desintegrando. La proporción de ^{13}C (con respecto a la de ^{12}C) en la materia viva es menor que la que existe en el material de partida, en este caso el CO_2 del aire. No se sabe cuál es el mecanismo molecular definitivo, pero las enzimas de los seres vivos "discriminan" negativamente las moléculas de CO_2 que tienen el isótopo pesado, y "escogen" preferentemente las que tienen el isótopo normal”. Por esta razón los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (o/oo) son negativos en restos de organismos vivos, $\delta^{13}\text{C}$ varía entre -20 y -30 o/oo, mientras el agua de mar y los carbonatos marinos tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ cercanos a cero (Rollinson, 1993). La relación $\delta^{13}\text{C}$ en lodolitas negras normalmente presenta valores que fluctúan entre -22 y -27 o/oo.

5.1 RESULTADOS

Se enviaron 160 muestras de rocas ricas en materia orgánica (lodolitas negras principalmente) al Laboratorio de Isótopos Geobiológicos, del Departamento de Geología de la Universidad de Toronto (Canadá), para la determinación de la relación $\delta^{13}\text{C}$. El protocolo empleado para el tratamiento de las muestras fue el siguiente:

- Las muestras fueron molidas en un molino de quijadas a un tamaño < 10 mm.
- Una parte de la muestra fue molida en un molino de anillo de tungsteno alrededor de un minuto, para disminuir el tamaño a limo fino.
- Una parte de la muestra molida fue secuencialmente tratada con HCl hasta lograr toda la removilización de los carbonatos.
- La muestra fue subsecuentemente centrifugada y la parte flotante fue decantada. La muestra remanente fue agitada con agua de desmineralización, y centrifugada de nuevo. Este proceso fue repetido hasta que el pH de la parte flotante fue igualado con el pH del agua de desmineralización.
- La muestra remanente fue secada en frío, y manualmente pulverizada utilizando un mortero de ágata y un mazo.

- Una pequeña parte de la muestra (20 ug) se usó para medir el contenido de carbono orgánico de cada muestra, utilizando un analizador para elementos Eurovector 3000.
- Con base en los resultados de la etapa 6, se calculó la cantidad de muestra necesaria para producir un pico de 6V en el espectrómetro de masas del laboratorio.
- Las muestras se pesaron de acuerdo con los resultados de la etapa 7 en cápsulas de estaño delgadas.
- Las muestras se sometieron a combustión y el CO₂ emitido se midió en un sistema de espectrómetro de masas que monitorea la relación isotópica de flujo continuo (CFIRMS). El sistema consiste de un analizador de elementos Eurovector 3000, acoplado a un espectrómetro de masas Finnigan MAT 253.

Los resultados de los análisis se muestran en el Anexo 5.1. La Figura 5.1 permite ver la columna estratigráfica, la ubicación de las muestras en dicha columna, la curva para $\delta^{13}C$ local, y la curva $\delta^{13}C$ global para agua de mar (ver también los Anexos 4.3 y 4.4).

5.2 ANÁLISIS DE RESULTADOS

La Figura 5.1 muestra la curva local elaborada con los resultados de los análisis de $\delta^{13}C$, comparada con la curva de variaciones globales, que se generó mediante la versión libre del programa *Time Scale Creator 4.2* (Lugowski et al., 2009), adicionalmente la Figura 5.1 presenta la columna estratigráfica del área de estudio, los pisos y épocas del Cretáceo.

Para el análisis de los resultados se separaron los eventos del Cretácico inferior y los eventos del Cretácico Superior.

5.2.1 Excursiones positivas en el Cretácico inferior

Para el Cretácico inferior, la curva local de $\delta^{13}C$ presenta 4 excursiones positivas (picos hacia valores positivos en la curva), de alta amplitud (mayor a 1.5‰), los picos se sitúan en el límite Valanginiano-Hauteriviano (límites formaciones Ritoque-Paja Inferior), Aptiano temprano que corresponde a una excursión de doble pico (Formación Paja medio), Aptiano tardío (formaciones Paja medio y superior), y Albiano medio (parte media de la Formación San Gil).

Las excursiones positivas indican cambios globales en el ciclo del carbono, y representan incremento en el enterramiento de de carbono orgánico, lo cual se puede generar por varias circunstancias ya sea en forma individual o combinaciones de ellas, estas circunstancias pueden ser: incremento en la

productividad marina, condiciones de baja oxigenación en aguas profundas e intermedias o altas tasas de sedimentación que favorecen la preservación de la materia orgánica (Weissert et al., 1998). Generalmente, el aumento en la cantidad de carbono orgánico enterrado está asociado con eventos oceánicos anóxicos.

Según Weissert et al. (1998) la actividad volcánica e hidrotermal pulsante e intensificada se considera como la principal causa para generar los episodios climáticos de efecto invernadero en el Cretáceo. Los incrementos en la humedad, la meteorización, la erosión y la lluvia fueron una consecuencia directa de los niveles más altos de CO_2 en la atmósfera, de esta manera hay una elevada transferencia de nutrientes de los continentes a los océanos, lo cual favorece la mayor producción de fitoplancton y depositación de lodolitas (shales negros)

Al comparar la curva local de variaciones de $\delta^{13}C$ (Figura 5.1) con la curva $\delta^{13}C$ para agua de mar (columna derecha de la Figura 5.1), se ve una correlación entre los eventos mencionados para la curva local con los eventos globales registrados en la curva global de $\delta^{13}C$ para agua de mar.

Para la excursión positiva cuyo pico se sitúa en el límite Valanginiano-Hauteriviano se da una buena correlación entre las dos curvas. Según Weissert et al. (1998) esta excursión ha sido registrada en los sedimentos pelágicos de todos los océanos incluyendo el Océano Pacífico. Al parecer esta excursión está asociada con los episodios de gran actividad volcánica derivados de la apertura Atlántico-Tethys.

La excursiones de doble pico del Aptiano temprano y pico en el Aptiano tardío de la curva local, tiene una correlación tosca con la curva global de agua de mar, ya que en este intervalo hay poco datos para construir la curva local, debido a que no fue posible obtener muestras frescas. Estas excursiones se atribuyen a la actividad volcánica global pulsante que duró hasta el Albiano. La primera excursión de la curva local coincide con el evento oceánico anóxico denominado OAE 1A (ver Figura 5.1), mientras que la segunda excursión positiva coincide toscamente con el evento anóxico OAE 1B.

La excursión con pico en el Albiano medio en la curva local no tiene una correlación con la curva global de agua de mar, debido a que en la curva global no hay datos. Sin embargo, esta excursión coincide con el evento anóxico OAE 1C.

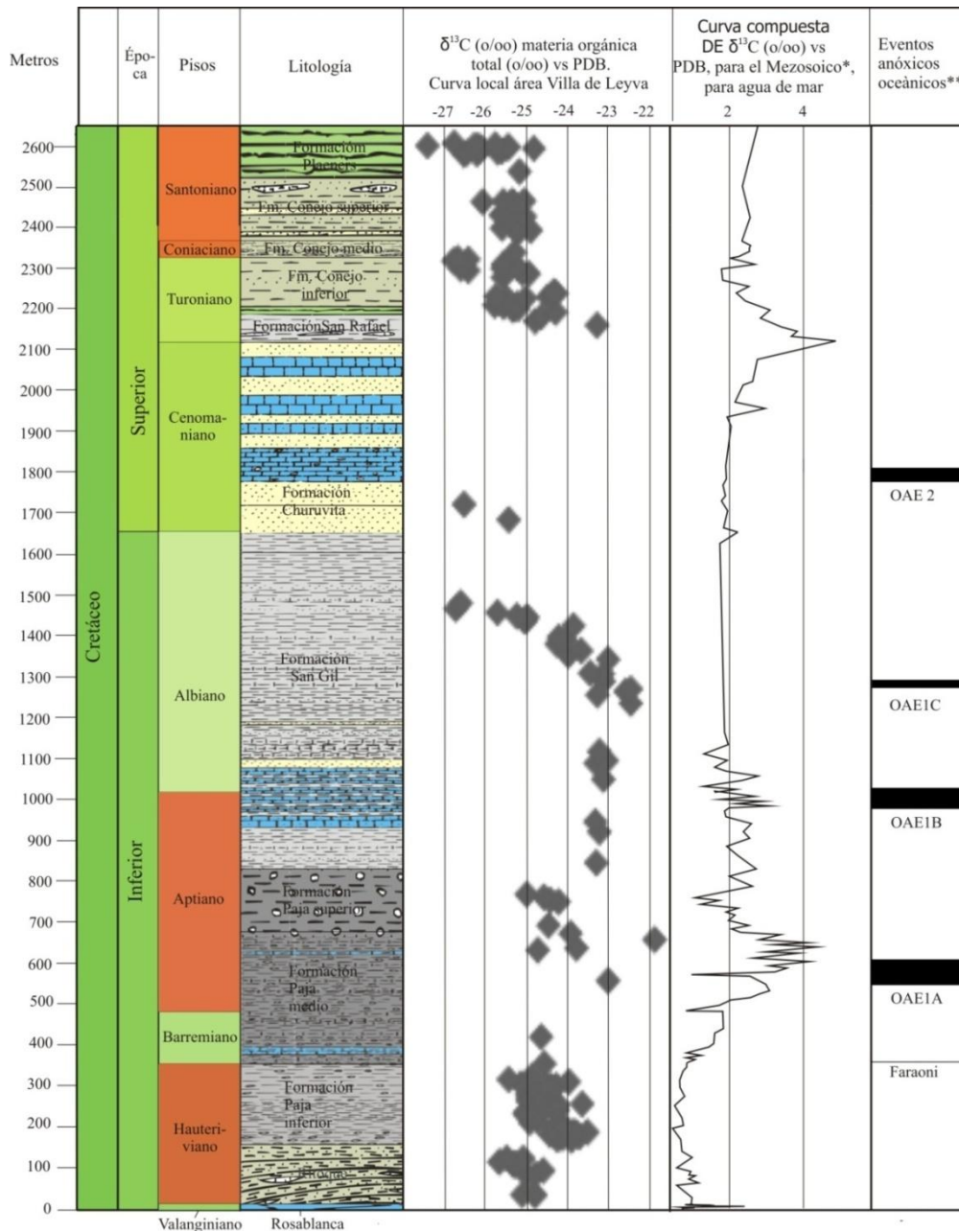


Figura 5.1 Curva local de variación $\delta^{13}C$, para el intervalo cretácico aflorante en la carretera Villa de Leyva-Tunja, en la que se observan excursiones positivas y negativas, curva global $\delta^{13}C$ para agua de mar, y eventos anóxicos oceánicos para Cretácico. * La curva global se generó con el programa Time Scale Creator 4.2 (Lugowski et al., 2009), el cual utiliza los datos de Follmi et al., 2006 (en Lugowski et al., 2009) para el Cretácico inferior (69-100 Ma) y Jarvis et al., 2006 (en Lugowski et al., 2009) para el Cretácico superior (109-145 Ma).

5.2.2 Excursiones positivas en el Cretácico superior

Para el Cretácico superior es posible identificar dos excursiones positivas (ver Figura 5.1) en la curva local, las cuales tienen picos en el Turoniano tardío y Santoniano medio. La primera excursión se halla en el segmento inferior de la Formación Conejo y la segunda excursión positiva corresponde al intervalo medio de la Formación Conejo.

Al comparar la curva local con la curva global para agua de mar se nota que estas excursiones tienen buena correlación en ambas curvas. Esta excursiones positivas están asociadas con ascensos en el nivel del mar, situación que posibilita la acumulación de sedimentos, y el enterramiento de carbono orgánico (Voigt y Hilbrecht, 1997) lo cual se correlaciona con las curvas de cambios eustáticos elaboradas por Haq et al., 1988 (en Voigt y Hilbrecht, 1997).

En el registro geológico se presenta una excursión positiva de gran amplitud, con pico en el límite Cenomaniano-Turoniano (ver curva global para agua de mar, en la Figura 5.1), la cual no queda registrada en la curva local, ya que desde el Cenomaniano y hasta el Turoniano medio hay muy pocas muestras analizadas.

Este intervalo de tiempo corresponde a la Formación Churuvita y hasta la parte media de la Formación San Rafael. La Formación Churuvita presenta muy pocas capas de lodolitas negras propicias para los análisis de $\delta^{13}\text{C}$. Hasta la parte media de la Formación San Rafael no se analizaron muestras debido a que predominan shales grises con capas calcáreas y limolitas síliceas.

5.2.3 Excursiones negativas

Las excursiones negativas que se pueden determinar en la Figura 5.1 se deben a períodos de tiempo en los que se producen transgresiones marinas, que conllevan a la erosión y retrabajamiento de sedimentos. La erosión y oxidación de la materia orgánica acumulada en sedimentos previos de excursiones positivas, genera liberación del isótopo.

En términos generales, las excursiones negativas tanto del Cretácico inferior como del Cretácico superior tiene una correlación satisfactoria, al comparar las curvas local y global de agua de mar, y a su vez con los cambios

eustáticos globales propuestos por Haq et al., 1988 (en Voigt y Hilbrecht, 1997).

5.3 UTILIDAD DE LAS CURVAS $\delta^{13}\text{C}$ LOCALES

Se plantea que las curvas $\delta^{13}\text{C}$ locales generadas en secuencias con un registro sedimentario más o menos continuo en el tiempo, y con capas ricas en materia orgánica, pueden servir como un método de datación indirecto, sobre todo en secuencias sedimentarias que no tienen un contenido fósil abundante y propicio para datación.

Se han realizado varios estudios en diferentes regiones, que han permitido elaborar curvas locales de $\delta^{13}\text{C}$, estas curvas han sido comparadas con curvas globales de $\delta^{13}\text{C}$ en agua de mar, con variaciones eustáticas globales del nivel medio del mar y con eventos anóxicos oceánicos.

Se ha encontrado que, en términos generales, los resultados tienen una buena correlación con los eventos de cambios globales en el ciclo del carbono. En el registro geológico se han encontrado una serie de excursiones negativas y positivas que se repiten en las curvas locales de diferentes regiones, y con picos muy coincidentes en las diversas curvas, sin embargo, a veces se presentan pequeñas variaciones locales debidas a cambios climáticos de escala regional.

Para el caso de la curva local realizada en este trabajo se tiene que para los intervalos de tiempo comprendidos entre el Valanginiano y Hauteriviano, Aptiano tardío y Albiano, y Turoniano medio a Santoniano, la curva local se correlaciona muy bien con la curva global de agua de mar, con los períodos de eventos anóxicos oceánicos, en este caso los eventos OEA1A, OEA1B y OEA1C y con las transgresiones y regresiones calibradas a nivel global. Por tal razón esta curva sería de mucha utilidad como método de datación indirecta de las partes de la secuencia sedimentaria comprendidas en estos intervalos de tiempo.

La curva obtenida encaja bien con curvas de otros lugares y con la curva global, sin embargo existen unos pocos datos que se alejan de los valores estándar, lo que podría indicar que algunas unidades tienen cierto grado de diagénesis.

Para los intervalos de la secuencia analizada que no tienen suficientes capas ricas en materia orgánica, sería importante poder analizar la relación $\delta^{13}C$ en restos de organismos fósiles, y así poder correlacionar los intervalos de tiempo con la curva mundial de agua de mar.

6. REFLECTANCIA DE LA VITRINITA

Los resultados de análisis de reflectancia de vitrinita son de mucha utilidad en la interpretación de la maduración de la materia orgánica en rocas sedimentarias. A partir de datos de reflectancia de vitrinita y de relaciones empíricas propuestas por varios autores, se puede deducir la temperatura máxima a la cual llegó la vitrinita, por enterramiento en una cuenca sedimentaria, así como también se puede deducir la evolución térmica de la cuenca y calcular los espesores erodados posteriormente. El valor de la reflectancia de la vitrinita está íntimamente ligado con la generación de petróleo y carbón.

6.1 FUNDAMENTACIÓN TEÓRICA DE REFLECTANCIA DE LA VITRINITA

La reflectancia de la vitrinita es la medida de la intensidad de la luz que se refleja sobre una superficie pulida de dicho maceral. La vitrinita es uno de los tres grupos de macerales que se hallan en las rocas sedimentarias. Es el maceral más abundante, y se genera por los cambios experimentados en restos de madera. Las propiedades químicas y ópticas de la vitrinita se alteran más o menos uniformemente durante los procesos de maduración e incremento de temperatura.

La temperatura se incrementa con la profundidad en las cuencas sedimentarias, de acuerdo con el gradiente geotérmico propio de la cuenca considerada, el aumento de la temperatura permite que la materia orgánica sufra transformaciones hasta alcanzar la madurez o aún la sobremadurez. La maduración depende principalmente de la temperatura máxima alcanzada por la roca, y la forma en que varían las temperaturas en el tiempo geológico (Taylor et al., 1998), y el tiempo durante el cual actúa la temperatura.

Existen varios parámetros que permiten deducir la historia térmica de una cuenca, entre los cuales se tienen: Reflectancia de la vitrinita (%Ro), cristalinidad de la Illita, estados de deshidratación de arcillas, biomarcadores, análisis de huellas de fisión en apatitos (AFTA), índice de alteración de color de Conodontes y temperatura máxima (Tmax), entre otros; algunos de los cuales se deben utilizar simultáneamente para poder llegar a mejores resultados.

La reflectancia de la vitrinita es el método más utilizado, ya que es una técnica de microscopía óptica sencilla y barata. Se ha encontrado que la reflectancia de la vitrinita se incrementa de manera constante en función de la temperatura (Gluyas y Swarbrick, 2003), una vez adquirida cierta

reflectancia, esta no es cambiada por procesos retrógados de metamorfismo, es decir el valor de reflectancia no es alterado por procesos de denudación y/o levantamiento. La vitrinita se compone de anillos aromáticos condensados, con el aumento de la temperatura los anillos se fusionan para formar estructuras de anillos aromáticos más grandes, que eventualmente forman láminas de anillos condensados que generan una estructura ordenada. El aumento en el tamaño de las láminas y su orientación conllevan a un aumento en la reflectancia de la vitrinita; las estructuras formadas no cambian a consecuencia de disminución en la temperatura.

La reflectancia de la vitrinita y profundidades asociadas han sido utilizadas para determinar los límites de la ventana de generación de hidrocarburos, y para establecer los límites entre las etapas de la madurez de la materia orgánica, diagénesis catagénesis y metagénesis (Taylor et. al, 1998). La Tabla 6.1 muestra las principales zonas de generación de hidrocarburos y los valores límites de reflectancia de vitrinita, estos valores límite han sido calibrados con otros parámetros de madurez, mediante estudios en provincias de gas y petróleo (Allen and Allen, 1990), aunque se presentan algunas diferencias en los valores límites, según algunos autores. En la Figura 6.1 se aprecian las relaciones entre reflectancia de la vitrinita, el inicio de generación de petróleo y la destrucción del mismo y la temperatura (Spalletti, 2009).

Tabla 6. 1 Principales zonas de generación de hidrocarburos y valores límites de reflectancia de la vitrinita (Allen and Allen, 1990).

VALOR Ro	MADUREZ
Ro < 0.55	Inmaduro
0.55 < Ro < 0.80	Generación de gas y petróleo
0.80 < Ro < 1.0	Cracking de petróleo y gas (zona de condensados de gas)
1.0 < Ro < 2.5	Generación de gas seco

Sin embargo, algunos autores plantean algunos problemas que se deben tener en cuenta al usar la reflectancia de la vitrinita como indicador de paleotemperatura:

-Las medidas de reflectancia tomadas en otros macerales del grupo de la vitrinita diferentes a ésta pueden dar diferencias significativas (Bensley y Crelling, 1994; en Allen and Allen, 1990).

-Posibilidad de retrabajamiento de la materia orgánica.

-A temperaturas altas equivalentes a profundidades mayores a 4 Km la anisotropía de la vitrinita se incrementa, haciendo que la medición precisa se vuelva más difícil (Allen and Allen, 1990).

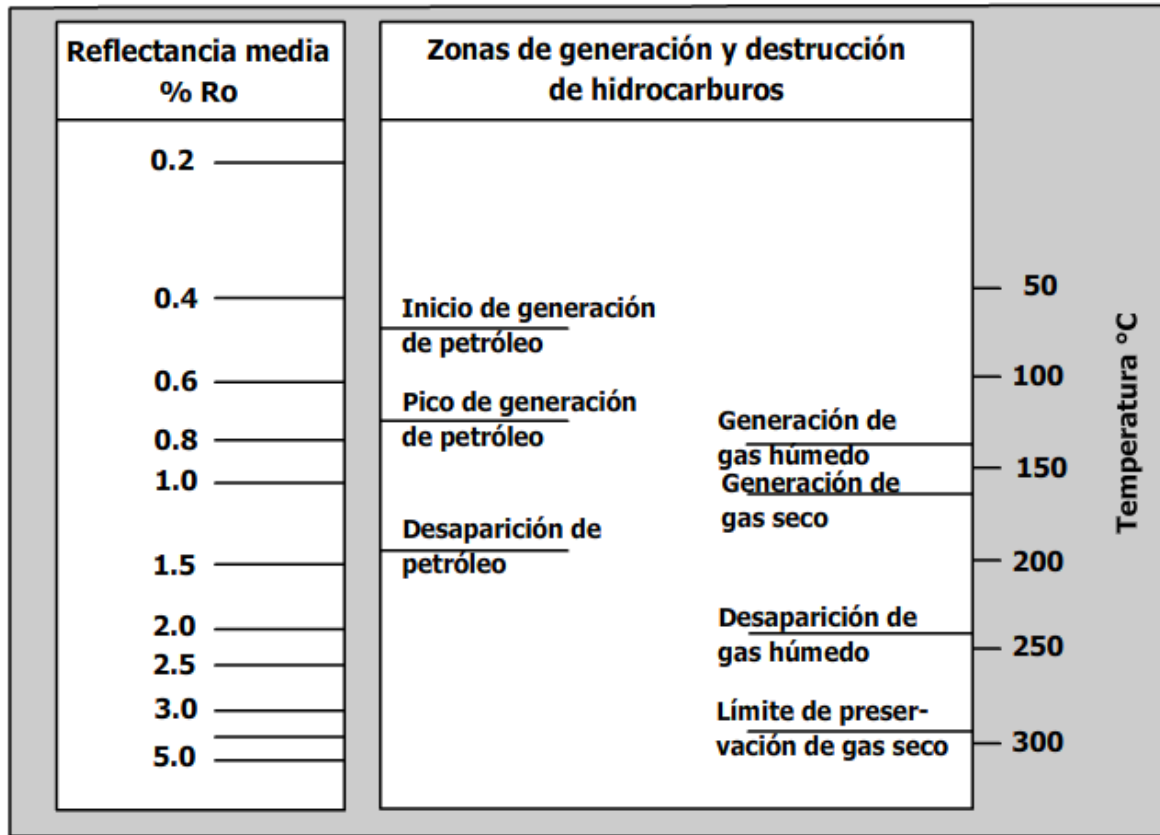


Figura 6.1 Relación entre reflectancia de vitrinita y generación y destrucción de hidrocarburos. (Tomado y modificado de Spalletti, 2009).

6.2 RESULTADOS

Del material recolectado en la fase de campo se seleccionaron 40 muestras con el fin de enviarlas para análisis de reflectancia de la vitrinita, en el Laboratorio de Petrografía de Carbones de la Universidad Nacional, sede Medellín. La Figura 6.2 y la Tabla 6.2 muestran la posición estratigráfica de las muestras analizadas (ver Anexos 4.3 y 4.4).

Los procedimientos de preparación y caracterización petrográfica de las muestras se ajustaron a las normas ASTM D2794-04, ASTM D2798-06, ASTM D2799-05A. ISO 7404-1, ISO 7404-3, ISO 7404-5. La separación de la

materia orgánica se llevó a cabo con base en el procedimiento físico implementado por el laboratorio (ver Anexo 6.1).

Del material enviado para análisis sólo 18 muestras cumplieron con los requisitos de cantidad de materia orgánica suficiente para analizar. En varios casos no fue posible hacer la separación de la materia orgánica de la materia mineral. Estas muestras corresponden a lutitas, lodolitas y carbones.

La Tabla 6.2 muestra los resultados de los análisis entregados por el Laboratorio de Petrografía de Carbones. Para cada muestra se presenta el valor medio de reflectancia de la vitrinita (R_o), los valores de reflectancia máximo ($R_{m\acute{a}x}$) y mínimo ($R_{m\acute{i}n}$) y la unidad a la cual pertenece la muestra. En el Anexo 6.1 se hallan los histogramas de las medidas de reflectancia de vitrinita para cada muestra.

6.3 ANALISIS DE RESULTADOS DE REFLECTANCIA DE VITRINITA

Con los datos de reflectancia se pueden hacer varios cálculos que permiten caracterizar algunos aspectos de la materia orgánica analizada, y de la evolución de la cuenca sedimentaria tales como temperatura máxima alcanzada por la roca.

6.3.1 Cálculos de Temperatura máxima (Tmax)

Para el cálculo de la temperatura máxima alcanzada por la materia orgánica, existen varios modelos, que según cada autor utilizan algunas constantes y variables, las constantes poseen un valor diferente según cada autor, mientras que las variables se refieren al logaritmo natural de la reflectancia de la vitrinita ($\ln R_o$), y logaritmo natural de la tasa de calentamiento ($\ln Hr$). Los modelos mostrados en la Tabla 6.3 corresponden a las fórmulas aplicadas para hallar los resultados mostrados en la Tabla 6.4 y la Figura 6.3. Las relaciones empíricas utilizadas corresponden a simplificaciones realizadas por Wang et al. (2005) de las fórmulas propuestas en los modelos de Waples (modificado del modelo de Lopatin), el de Middleton y el Easy%Ro, este último es el más utilizado, ya que este modelo es el que más se ajusta a condiciones calibradas en algunas cuencas (Wang et al., 2005).

Según Wood (1988) en Wang et al. (2005), los valores de Hr, para la mayoría de las cuencas varían de 0.25 a 9°C/Ma con un promedio de 1°C/Ma

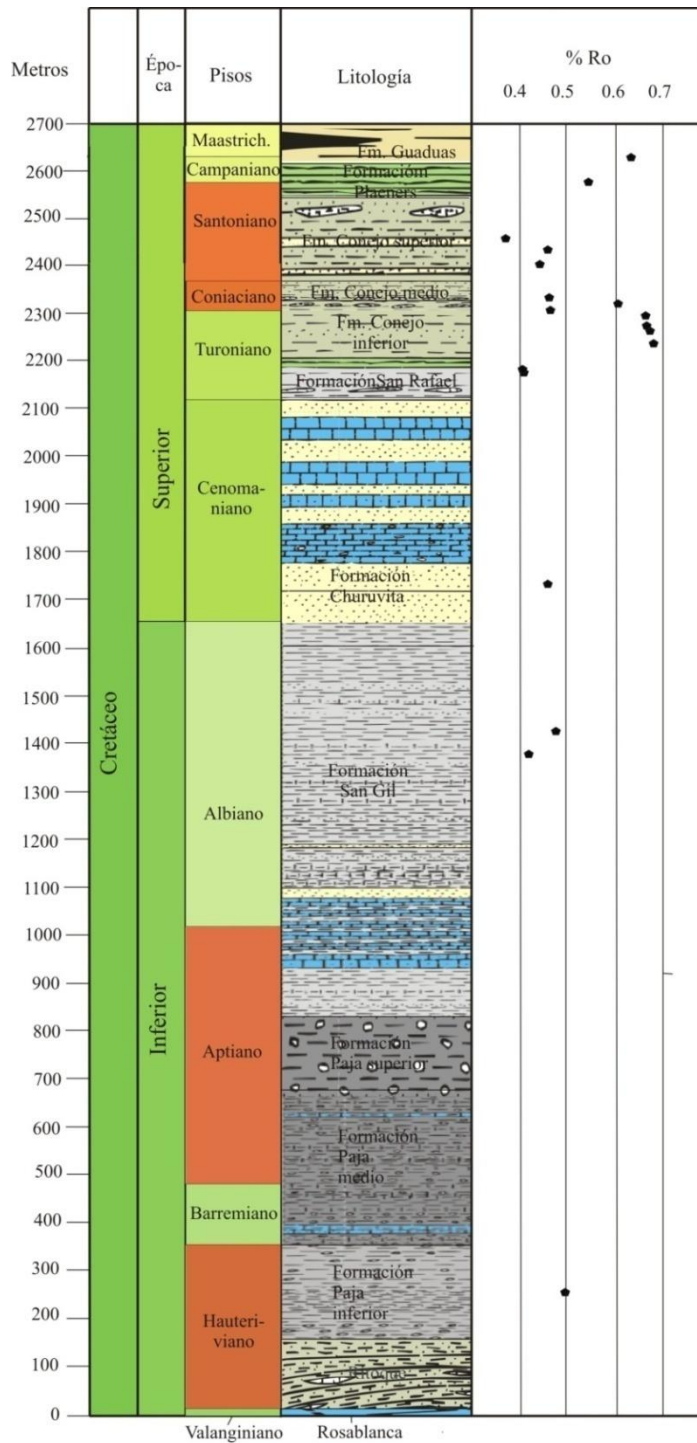


Figura 6.2 Ubicación de los resultados de los análisis de reflectancia de la vitrinita en la columna estratigráfica.

Tabla 6. 2 Resultados de los análisis de reflectancia de vitrinita (Ro), reflectancia máxima (Rmax), reflectancia mínima (Rmin) y tamaño de las partículas de materia de orgánica.

MUESTRA	Ro	Rmax	Rmin	Formación
KCV-065	0.46	0.48	0.43	Churuvita
KCV-073	0.47	0.49	0.44	San Gil
KCV-077	0.42	0.44	0.40	San Gil
KCV-084	0.36	0.38	0.34	Conejo segmento superior
KCV-097	0.41	0.43	0.39	San Rafael
KCV-098	0.44	0.47	0.42	Conejo segmento superior
KCV-100	0.46	0.50	0.44	Conejo segmento superior
KCV-139B	0.45	0.48	0.42	Conejo segmento medio
KCV-161	0.49	0.52	0.46	Paja conjunto inferior
KCV-162	0.68	0.71	0.63	Conejo segmento inferior
KCV-163	0.66	0.70	0.62	Conejo segmento inferior
KCV-164	0.67	0.71	0.64	Conejo segmento inferior
KCV-164B	0.63	0.66	0.59	Conejo segmento inferior
KCV-165	0.66	0.70	0.62	Plaeners
KCV-166	0.54	0.58	0.51	Plaeners
KCV-167	0.61	0.64	0.59	Conejo segmento medio
KCV-168	0.46	0.53	0.50	Conejo segmento medio
KCV-169	0.4	0.42	0.38	San Rafael

Tabla 6.3 Modelos simplificados para los modelos de Waples, Middleton y Easy%Ro, tomado de Wang et al. (2005). Tmax = Temperatura máxima alcanzada por la roca, lnRo = logaritmo natural del valor de reflectancia de la vitrinita, ln Hr = logaritmo natural de la tasa de calentamiento.

MODELO REFLECTANCIA DE VITRINITA	MODELO SIMPLIFICADO
Waples	$T_{max} = (\ln Ro + 2.11) / 0.0167 + 11.1 \ln Hr$
Middleton	$T_{max} = (\ln Ro + 1.82) / 0.0118 + 11.7 \ln Hr$
Easy%Ro	$T_{max} = (\ln Ro + 1.78) / 0.0124 + 5.9 \ln Hr$

Tabla 6.4 Resultados Tmax (en grados centígrados) según los modelos de Waples, Middleton y Easy%Ro aplicados a los valores de reflectancia de vitrinita.

MUESTRA	Ro	WAPLES*	MIDDLETON*	EASY%RO*
KCV-065	0.46	79.25	88.43	80.92
KCV-073	0.47	81.14	90.25	82.66
KCV-077	0.42	74.4	80.72	73.59
KCV-084	0.36	65.17	67.66	61.16
KCV-097	0.41	72.96	78.68	71.65
KCV-098	0.44	77.19	84.66	77.34
KCV-100	0.46	79.25	88.43	80.92
KCV-139B	0.45	78.53	86.57	79.15
KCV-161	0.49	83.03	93.78	86.02
KCV-162	0.68	103.25	121.55	112.45
KCV-163	0.66	101.47	119.02	110.04
KCV-164	0.67	102.37	120.3	111.25
KCV-164B	0.63	98.68	115.08	106.29
KCV-165	0.66	101.47	119.02	110.04
KCV-166	0.54	89.45	102.02	93.86
KCV-167	0.61	96.75	112.35	103.69
KCV-168	0.46	79.25	88.43	80.92
KCV-169	0.4	71.48	76.59	69.65

*Modelos de reflectancia de la vitrinita

Modelo de Waples $T_{max} = (\ln Ro + 2.11) / 0.0167 + 11.1 \ln Hr$

Modelo de Middleton $T_{max} = (\ln Ro + 1.82) / 0.0118 + 11.7 \ln Hr$

Modelo Easy%Ro $T_{max} = (\ln Ro + 1.78) / 0.0124 + 5.9 \ln Hr$

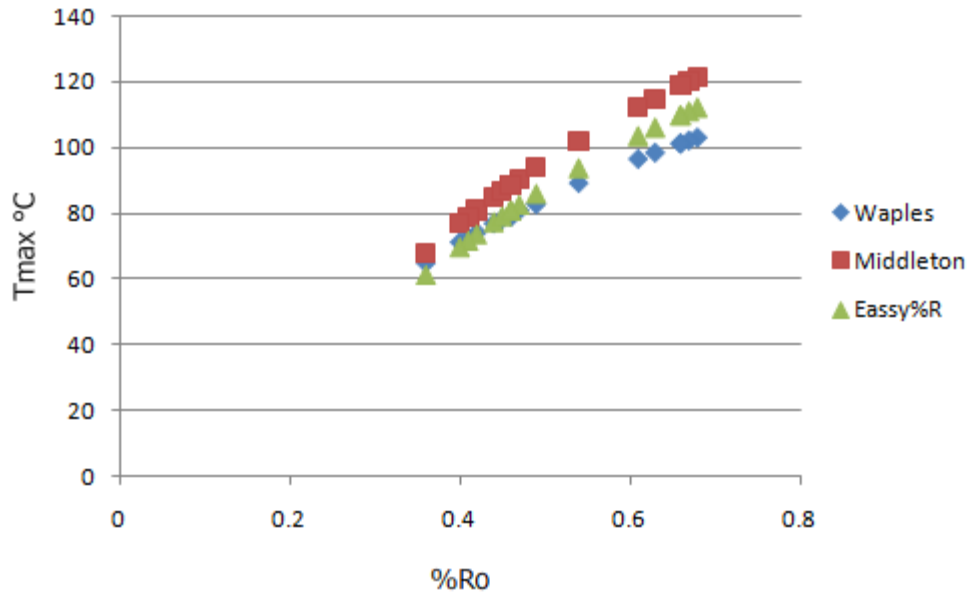


Figura 6.3 Gráfico reflectancia de la vitrinita (%Ro) versus Temperatura máxima calculada, en el gráfico se muestran los resultados calculados mediante los modelos de Waples, Middleton y Easy%Ro.

Los análisis de reflectancia de vitrinita (%Ro) arrojaron los siguientes resultados: La Formación San Gil presenta valores entre 0.42 y 0.47, la Formación San Rafael tiene valores entre 0,41 y 0.42, el segmento inferior de la Formación Conejo muestra valores entre 0.63 y 0.68, el segmento medio de la Formación Conejo tiene muestras con valores de 0.45, 0.46 y 0.61; y el segmento superior de la Formación Conejo posee valores entre 0.36 y 0.46 y en la Formación Plaeners hay valores de 0.54 (ver Figura 6.2 y Tabla 6.2).

Para el intervalo comprendido entre la parte media del segmento superior de la Formación Conejo y el segmento inferior de la Formación Conejo, los valores de reflectancia de la vitrinita van aumentando a medida que aumenta la profundidad, alcanzando el valor correspondiente a maduración de la materia orgánica (%Ro = 0.5) aproximadamente en la base del segmento medio de la Formación Conejo. Es importante resaltar que este intervalo es el que tiene mayor cantidad de muestras analizadas.

Para los otros intervalos de tiempo no existen suficientes datos para poder analizar la tendencia de los valores de reflectancia de vitrinita, o algunos de los valores muestran algunas anomalías.

Las temperaturas máximas deducidas a partir de los modelos mostrados en la Tabla 6.3 y 6.4 y Figura 6.3 corresponden a 112°C para la parte inferior del segmento inferior de la Formación Conejo y de 61°C para la parte media del segmento superior de la Formación Conejo (según el modelo Easy%Ro). En la gráfica 6.4 se puede apreciar que los valores de reflectancia de la vitrinita cruzan la línea de %Ro = 5 cerca a la parte media del segmento medio de la Formación Conejo, este límite, en términos generales indica la entrada a ventana de generación de la materia orgánica.

6.3.2 Cálculo de la profundidad

Los sedimentos cretácicos del área de Villa de Leyva-Tunja se depositaron en una cuenca subsidente (Según Fabré 1983, la depositación en la zona que dio lugar a la Cordillera Oriental “empezó al este y al oeste del paleomacizo de Santander-Floresta en dos fosas subsidentes”), este mismo autor plantea que las cuencas estaban bordeadas por fallas normales, activas durante la sedimentación. Por tal razón se tuvo en cuenta un gradiente geotérmico de 25°C/km, en ausencia de datos más precisos por la no existencia de pozos petrolíferos cerca a la zona de estudio. Los datos de profundidad se calcularon utilizando los datos de temperatura del modelo Easy%Ro, (ver Tabla 6.5). Es importante anotar que es una simplificación el tratamiento de un gradiente geotérmico uniforme, ya que no hay datos para poder calibrar el gradiente geotérmico local.

El valor de profundidad deducidos para la muestra KCV-162, la cual presenta %Ro 0.68 es de 4.5 Km, esto corresponde a la profundidad de enterramiento a la cual habría estado sometida la parte inferior del segmento inferior de la Formación Conejo. En el caso de la parte media del segmento superior de la Formación Conejo, la muestra KCV-084, que tiene un valor de %Ro = 0.36, la profundidad que habría alcanzado esta parte de la secuencia sedimentaria corresponde a 2.5 Km.

Tabla 6.5 Datos de profundidad (en kilómetros) calculados mediante datos de temperatura, hallados mediante la fórmula del modelo Easy%R0

MUESTRA	Ro	Profundidad*
KCV-065	0.46	3.24
KCV-073	0.47	3.31
KCV-077	0.42	2.94
KCV-084	0.36	2.45
KCV-097	0.41	2.87
KCV-098	0.44	3.09
KCV-100	0.46	3.24
KCV-139B	0.45	3.17
KCV-161	0.49	3.44
KCV-162	0.68	4.5
KCV-163	0.66	4.4
KCV-164	0.67	4.45
KCV-164B	0.63	4.25
KCV-165	0.66	4.4
KCV-166	0.54	3.75
KCV-167	0.61	4.15
KCV-168	0.46	3.24
KCV-169	0.4	2.79

* Profundidad en Km, calculada con un gradiente geotérmico de 25°C/km.

6.3.3 Relación Reflectancia máxima-reflectancia mínima

La Figura 6.4 muestra la relación entre la reflectancia máxima de la vitrinita (Rmax) con la reflectancia mínima de la vitrinita (Rmin).

La pendiente de la línea mostrada en dicha gráfica es positiva y de bajo valor, lo cual indica que la materia orgánica presente en las muestras analizadas sufrió un proceso de carbonización (Taylor et al., 1998). Cuando la materia orgánica está sometida a procesos de grafitización, la pendiente de la tendencia lineal es negativa y de alto valor.

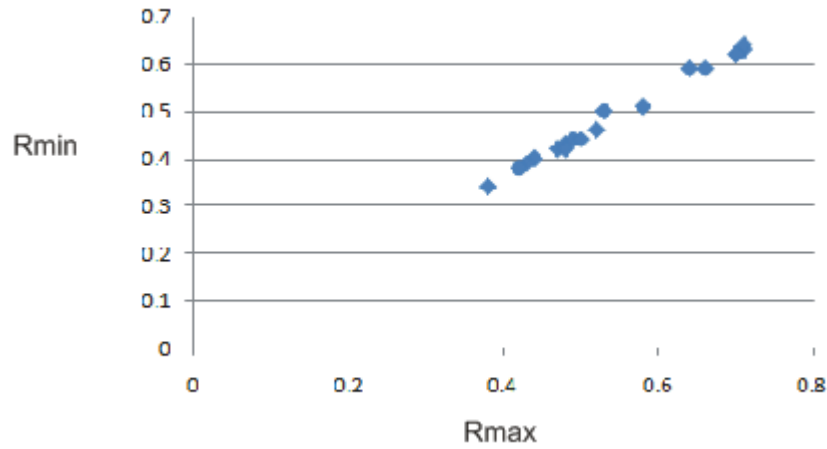


Figura 6.4 Gráfica que muestra la relación de reflectancia máxima de la vitrinita (Rmax) contra reflectancia mínima de la vitrinita (Rmin), la gráfica muestra una pendiente positiva y suave.

7. CONCLUSIONES

A la base de la secuencia estudiada en este trabajo se halla la formación Arcabuco, la cual no se tuvo en cuenta para los análisis. Según datos de campo la Formación Rosablanca, de edad Valanginiano es paraconforme sobre la Formación Arcabuco (aunque se desconoce el rango cronológico del hiato).

La formación Paja posee un rango de edad que va desde el Hauteriviano temprano hasta el Aptiano tardío (Etayo-Serna, 1968c). El Grupo San Gil tiene un rango de edad situado entre el Aptiano tardío y el Albiano superior en parte (Etayo-Serna, 1968c).

El Grupo Churuvita fue establecido por Etayo-Serna (1968b, c) donde reúne las formaciones Churuvita y San Rafael. El rango cronoestratigráfico de la Grupo Churuvita es Albiano superior?-Turoniano en parte? (Etayo-Serna, 1979).

La Formación Conejo tiene un rango de edad Turoniano tardío-Coniaciano en parte (Etayo-Serna, 1979). La unidad se encuentra muy replegada y localmente fallada lo que dificulta las mediciones de espesor, por ello en este trabajo se asume el espesor sugerido en Etayo-Serna et al (1986), el cual es de 370 metros. Etayo-Serna (1968b) reconoce tres segmentos que de base a techo son: Shales negros, miembro Cucaita y Areniscas y calizas.

El Grupo Guadalupe está conformado por la formación Plaeners y Conjunto de limolitas y arcillolitas y Arenisca Tierna con una edad que va desde el Santoniano al Maastrichtiano inferior (Etayo-Serna, 1968c, 1979). La Formación Guaduas tiene una edad Maastrichtiano-Paleoceno (Sarmiento, 1992b). La unidad se compone de arcillolitas abigarradas, estratos de arenitas y mantos de carbón. Su espesor se calcula en 700 metros, aunque puede variar entre 479 y 987 metros.

Las estructuras regionales halladas en la región de oeste a este son: Anticlinal de Arcabuco (en este trabajo sólo se incluyó el flanco este de esta estructura), Sinclinal de Churuvita, Sinclinal de Sora-Cucaita y Anticlinal de Sora-Cucaita. La tendencia general de los pliegues es NNE, los buzamientos de los flancos tienen tendencias hacia el NW y SE. El Sinclinal de Churuvita es complejo, ya que sus flancos presentan pliegues de segundo orden, algunos de los flancos de los repliegues tienen polaridad invertida. En el Anticlinal Sora-Cucaita también hay pliegues de segundo orden en los flancos, lo que dificulta la medida del espesor y la toma de muestras. En el flanco

este de este anticlinal se generan pliegues gravitatorios que afectan a la formación Plaeners. Sobre la carretera Villa de Leyva-Tunja, cerca al límite entre las formaciones Paja y San Gil fue posible identificar una zona de deformación cuya amplitud es de unos 500 m.

La curva local de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestra que la mayoría de los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son más altos que los valores típicos de la curva de Burke et al. (1982), y pocos valores se acercan a la curva patrón. Las unidades bajo la Formación Conejo, según análisis de vitrinita, muestran la digénesis más alta, por esto se pensó que esta podría ser la razón que explicara la(s) anomalía(s) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presentada(s) en la curva local. Aunque los efectos esperados serían los de valores más bajos que la curva mundial. Sin embargo los efectos de actividad hidrotermal y el aporte fluvial podrían explicar los valores elevados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las muestras. La actividad hidrotermal pudo ser el resultado final de las intrusiones (Fabr e and Delaloye, 1983) reportadas en los alrededores del área de estudio. La presencia de biotita en algunas muestras de carbonato puede apoyar esta hipótesis (Espinell y Hurtado, 2010). Por otro lado el aporte fluvial pudo contribuir con más $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ proveniente de la meteorización de rocas ígneas ácidas. Sin embargo para que esto sea cierto debió existir un patrón paleogeográfico especial. Por esto se sugiere que durante gran parte del Cretácico la cuenca debió estar en condiciones de semi-confinamiento que evitara la dilución del Sr, de origen hidrotermal o/y continental, en mar abierto.

Para el Cretácico inferior, la curva local de $\delta^{13}\text{C}$ presenta 4 excursiones positivas, los picos se sitúan en el límite Valanginiano-Hauteriviano (límites formaciones Ritoque-Paja Inferior), Aptiano temprano que corresponde a una excursión de doble pico (Formación Paja medio), Aptiano tardío (Formaciones Paja medio y superior), y Albiano medio (parte media de la Formación San Gil). Al comparar la curva local de variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ con la curva $\delta^{13}\text{C}$ para agua de mar, se ve una correlación entre los eventos mencionados para la curva local con los eventos globales registrados en la curva global de $\delta^{13}\text{C}$ para agua de mar.

Para la excursión positiva cuyo pico se sitúa en el límite Valanginiano-Hauteriviano se da una buena correlación entre las dos curvas. Según Weissert et al. (1998) esta excursión ha sido registrada en los sedimentos pelágicos de todos los océanos incluyendo el Océano Pacífico. Al parecer esta excursión está asociada con los episodios de gran actividad volcánica derivados de la apertura Atlántico-Tethys.

Las excursiones de doble pico del Aptiano temprano y pico en el Aptiano tardío de la curva local, tiene una correlación tosca con la curva global de agua de mar, ya que en este intervalo hay poco datos para construir la curva local, debido a que no fue posible obtener muestras frescas. Estas excursiones se atribuyen a la actividad volcánica global pulsante que duró hasta el Albiano. La primera excursión de la curva local coincide con el evento oceánico anóxico denominado OAE 1A, mientras que la segunda excursión positiva coincide toscamente con el evento anóxico OAE 1B. La excursión con pico en el Albiano medio en la curva local no tiene una correlación con la curva global de agua de mar, debido a que en la curva global no hay datos. Sin embargo, esta excursión coincide con el evento anóxico OAE 1C.

Para el Cretácico superior es posible identificar dos excursiones positivas en la curva local, las cuales tienen picos en el Turoniano tardío y Santoniano medio. La primera excursión se halla en la Formación Conejo inferior y la segunda excursión positiva corresponde a la Formación Conejo medio. Al comparar la curva local con la curva global para agua de mar se nota que estas excursiones tienen buena correlación en ambas curvas. Estas excursiones positivas están asociadas con ascensos en el nivel del mar, situación que posibilita la acumulación de sedimentos, y el enterramiento de carbono orgánico (Voigt y Hilbrecht, 1997) lo cual se correlaciona con las curvas de cambios eustáticos elaboradas por Haq et al., 1988 (en Voigt y Hilbrecht, 1997).

Para el caso de la curva local realizada en este trabajo se tiene que para los intervalos de tiempo comprendidos entre el Valanginiano y Hauteriviano, Aptiano tardío y Albiano y Turoniano medio a Santoniano, la curva local se correlaciona muy bien con la curva global de agua de mar, con los períodos de eventos anóxicos oceánicos, en este caso los eventos OEA1A, OEA1B y OEA1C y con las transgresiones y regresiones calibradas a nivel global. Por tal razón esta curva sería de mucha utilidad como método de datación indirecta de las partes de la secuencia sedimentaria comprendidas en estos intervalos de tiempo.

De acuerdo con la distribución de resultados en relación a la secuencia estratigráfica, se puede notar que para el intervalo comprendido entre la formación Conejo inferior y la parte media de la formación Conejo superior los valores de reflectancia de la vitrinita van aumentando a medida que se asciende en la columna sedimentaria; en otras palabras, para el intervalo comprendido entre estas formaciones a medida que aumenta la profundidad aumenta la reflectancia de la vitrinita, pasando de valores correspondientes a materia orgánica inmadura, más o menos a la base de la formación Conejo

medio, a valores que indican materia orgánica madura. Este intervalo es el que tiene mayor cantidad de muestras analizadas. Las temperaturas máximas deducidas corresponden a 112° para la parte de la formación Conejo inferior y de 61°C para la parte media de la formación Conejo Superior (según el modelo Easy%Ro). Los valores de reflectancia de la vitrinita cruzan la línea de %Ro = 5 cerca a la parte media de la formación Conejo medio, este límite, en términos generales indica la entrada a ventana de generación de la materia orgánica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarado, B., y R. Sarmiento, 1944, Informe geológico sobre los yacimientos de hierro, carbón y caliza de la región de Paz de Río, Departamento de Boyacá, Informe 468, Bogotá, Servicio Geológico Nacional, p. 132.
- Allemann, F., W. Grun, and J. Wiedmann, 1975, The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the Subbetic Zone of Spain and its importance for defining this Stage and the Jurassic - Cretaceous boundary: Mémoires du BRGM, p. 14-22.
- Allen, P. A., and J. R. Allen, 1990, Basin Analysis, Principles and Applications: Oxford, Blackwell Science Publisher, 451 p.
- Arthur, M. A., S. O. Schlanger, and H. C. Jenkyns, 1987, The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation, *in* J. Brooks, and A. Fleet, eds., Marine Petroleum Source Rocks, v. Number 26: London, Geological Society of London, Geological Society Special Publications, p. 401-420.
- Ballesteros, C. I. T., y A. J. G. Nivia, 1985, La Formación Ritoque: Registro sedimentario de una albufera de comienzos del Cretácico, *in* F. Etayo-Serna, y F. M. Laverde, eds., Proyecto Cretácico: Bogotá, Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, p. XIV1-XIV17.
- Barbosa, A. A. E., y A. P. C. López, 2009, Análisis facial de las secuencias del Cretácico Superior correspondientes a las Formaciones San Rafael, Conejo y Plaeners aflorantes en sectores aledaños a Villa de Leyva (Departamento de Boyacá, Colombia): Pregrado thesis, Universidad de Caldas, Manizales, 113 p.
- Berger, W. H., 1974, Deep-sea sedimentation, *in* C. A. Burk, and C. D. Drake, eds., The geology of the continental margins: New York, Springer Verlag, p. 213-241.
- Bralower, T. J., and M. A. Lorente, 2003, Paleogeography and stratigraphy of the La Luna Formation and related Cretaceous anoxic depositional systems: Palaios, v. 18, p. 301-304.
- Bralower, T. J., and H. R. Thierstein, 1987, Organic carbon and metal accumulation rates in Holocene and mid-Cretaceous sediments:

palaeoceanographic significance, *in* J. Brooks, and A. J. Fleet, eds., Marine petroleum source rocks, v. 26: London, Geological Society, London, Special Publications, p. 345-369.

Buchardt, B., 1977, Oxygen isotope ratios from shell material from the Danish middle paleocene (Selandian) deposits and their interpretation as paleotemperature indicators: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 22, p. 209-230.

Buchardt, B., and P. Fritz, 1978, Strontium uptake in shell aragonite from the freshwater gastropod *Limnaea stagnalis*: *Science*, v. 199, p. 291-292.

Bürgl, H., 1954, El Cretácico Inferior en los alrededores de Villa de Leiva (Boyacá): *Boletín Geológico*, v. 1, p. 5-22.

Burke, W. H., R. E. Denison, E. A. Hetherington, R. B. Koepnick, H. F. Nelson, and J. B. Otto, 1982, Variation of seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ throughout Phanerozoic time: *Geology* v. 10, p. 546-549.

Cáceres, C., y F. Etayo-Serna, 1969, Bosquejo geológico de la región del Tequendama. Opúsculo guía de excursión: Primer Congreso Colombiano de Geología, p. 1-23.

Cardozo, E. P., y C. Q. Ramírez, 1985, Ambientes de depósito de la Formación Rosablanca: Area de Villa de Leiva, *in* F. Etayo-Serna, and F. Laverde, eds., Proyecto Cretácico: Bogotá, Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, p. XIII1-XIII13.

Carpenter, K., 1999, Revision of North American elasmosaurs from the Cretaceous of the Western Interior: *Paludicola*, v. 2, p. 148-173.

Cediel, F., 1968, El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental: *Boletín Geológico Ingeominas*, v. 16, p. 5-96.

Cediel, F., 1969, Geología del Macizo de Floresta: Primer Congreso Colombiano de Geología, p. 17-29.

Clarke, F. W., and W. C. Wheeler, 1922, The inorganic constituents of marine invertebrates: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 124: Washington, 62 p.

- Chamberlain, C. P., J. R. Waldbauer, and A. D. Jacobson, 2005, Strontium, hydrothermal systems and steady-state chemical weathering in active mountain belts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 238, p. 351–366.
- De Porta, J., 1966, Geología del extremo sur del Valle Medio del Magdalena entre Honda y Guataquí: *Boletín de Geología UIS*, v. 22-23, p. 1-347.
- Dodd, J. R., and J. Stanton, Robert J., 1990, *Paleoecology, concepts and applications*: New York, John Wiley & Sons, Inc, 502 p.
- Einsele, G., W. Ricken, and A. Seilacher, 1991, *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag: Berlín, 955 p.
- Erbacher, J., B. T. Huber, R. D. Norris, and M. Markey, 2001, Intensified thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period: *Nature*, v. 409, p. 325-327.
- Espinel, V., y J. Hurtado, 2010, Petrografía y análisis facial de las rocas calcáreas aflorantes de la sección Tunja-Villa de Leiva (Boyacá), Universidad de Caldas, Manizales, 96 p.
- Etayo-Serna, F., 1964, Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos: *Boletín de Geología UIS*, v. 16-17, p. 1-142.
- Etayo-Serna, F., 1968a, Apuntaciones acerca de algunas amonitas interesantes del Hauteriviano y del Barremiano de la región de Villa de Leiva (Boyacá, Colombia, S.A.): *Boletín de Geología UIS*, v. 24, p. 51-70.
- Etayo-Serna, F., 1968b, El sistema Cretácico en la región de Villa de Leiva y zonas próximas: *Geología Colombiana* v. 5, p. 5-74.
- Etayo-Serna, F., 1968c, Sinopsis estratigráfica de la región de Villa de Leiva y zonas próximas: *Boletín de Geología UIS*, v. 21, p. 19-32.
- Etayo-Serna, F., 1969, *Lenticeras baltai* Lisson en Colombia y su probable posición zonal Santoniana (noticia preliminar) *Geología Colombiana*, v. 6, p. 17-29.
- Etayo-Serna, F., 1979, Zonation of the Cretaceous of central Colombia by ammonites: *Publicaciones Especiales del Ingeominas*, v. 2, p. 1-186.

- Etayo-Serna, F., C. Acosta, M. Ruiz, and G. Huertas, 1978, Un posible *Kronosaurus* en el Aptiano de Villa de Leiva: II Congreso Colombiano de Geología, p. 40.
- Etayo-Serna, F., D. Barrero, H. Q. Lozano, A. Espinosa, H. González, A. Orrego, I. T. Ballesteros, H. O. Forero, C. Q. Ramírez, F. Zambrano-Ortiz, H. Duque-Caro, R. H. Vargas, A. Núñez, J. A. Álvarez, U. C. Ropain, E. P. Cardozo, N. Galvis, L. R. Sarmiento, J. P. Albers, J. E. Case, D. A. Singer, R. W. Bowen, B. R. Berger, D. P. Cox, y C. A. Hodges, 1986, Mapa de terrenos geológicos de Colombia: Publicaciones especiales, Ingeominas, v. 14: Bogotá, 235 p.
- Fabré, A., 1983, La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario inferior. Primera parte: estudio cuantitativo de la subsidencia: Geología Norandina, v. 8, p. 49-61.
- Fabré, A., 1986, Geologie de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillère Orientale de Colombie), l'université de Genève, Genève.
- Fabré, A., y M. Delaloye, 1983, Intrusiones básicas cretácicas en las sedimentitas de la parte central de la Cordillera Oriental: Geología Norandina, v. 6.
- Forero, H. O., y L. R. Sarmiento, 1985, La facies evaporítica de la Formación Paja en la región de Villa de Leiva, *in* F. Etayo-Serna, and F. Laverde, eds., Proyecto Cretácico, v. 16: Bogotá, Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, p. XVII1-XVII16.
- Fukusawa, H., 1989, Depositional scheme of Neogene bedded siliceous rocks in active upwelling area -on the Wakkanai Formation, northern Hokkaido, Japan, *in* A. Taira, and F. Masuda, eds., Sedimentary facies in the active plate margin: Tokyo, Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), p. 395-419.
- Galvis, B. E., y J. L. E. Valencia, 2009, Contribución en la determinación de los posibles paleoambientes de las rocas Cretáceas Tempranas sobre la vía Tunja-Villa de Leiva y sectores aledaños, Departamento de Boyacá: Pregrado thesis, Universidad de Caldas, Manizales, 113 p.

- Galvis, N. G., y J. L. O. Rubiano, 1985, Redefinición estratigráfica de la Formación Arcabuco, con base en el análisis facial, *in* F. Etayo-Serna, and F. Laverde, eds., Proyecto Cretácico: Bogotá, Ingeominas, p. VII1-VII16.
- Gluyas, J., and R. Swarbrick, 2003, Petroleum Geoscience: Oxford, Blackwell Publishing, 359 p.
- Hedberg, H. D., 1931, Standar stratigraphic section of the Department of Santander, Colombia (inédito), Caracas, Venezuela Gulf Oil Company, p. 69.
- Hettner, A., 1892, Die Kordillere von Bogotá, Petermanns geographische Mitteilungen (Translated into Spanish by E. Guhl 1966 as: La Cordillera de Bogotá: Resultados de viajes y estudios. Banco de la República, Bogotá. 351 pp), 131 p.
- Hubach, E., 1931a, Contribuciones a las unidades estratigráficas de Colombia, Compilación de estudios Geológicos oficiales en Colombia. Informe 1212, Bogotá, Instituto Geológico Nacional.
- Hubach, E., 1931b, Geología Petrolífera del Dpto de Norte de Santander, Servicio Geológico Nacional, Bogotá, p. 1-416.
- Hubach, E., 1953, Condiciones geológicas de las variantes de carretera en la región de Arcabuco-Barbosa-Oiba, Dptos Santander y Boyacá: Servicio Geológico Nacional, v. Informe nº 952 (inédito), p. 9.
- Hubach, E., 1957, Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia, Bogotá, Ingeominas, p. 1-166.
- Hubach, E., y B. Alvarado, 1932, Estudios Geológicos en la ruta Popayán-Bogotá, Bogotá, Servicio Geológico Nacional, p. 132.
- Huber, K., y J. Wiedmann, 1986, Sobre el límite Jurásico-Cretácico en los alrededores de Villa de Leiva, Depto. de Boyacá, Colombia: Geología Colombiana, v. 15, p. 81-92.
- Huertas, G., 1970, Sertum florulae fossilis Villae de Leiva. Paleobotanica: Caldasia, v. 10, p. 596-602.

- Huertas, G. G., 2003, Flora fósil de Villa de Leiva y sus alrededores (Boyacá, Colombia, Sur América): Chia, Camargo Editores.
- Jacobsen, S. B., J. Wills, and Q. Yin, 1997, Seawater isotope records, crustal evolution, tectonics, glaciations and atmospheric evolution: Seventh Annual V. M. Goldschmidt Conference, p. 2392.pdf.
- Jaimes, J. J. H., y P. E. X. Narváez, 2001, *Callawayasaurus colombiensis* (Welles) Carpenter 1999 El plesiosaurio de Villa de Leiva (Boyacá, Colombia). ¿un nuevo espécimen?: Boletín de Geología UIS, v. 23, p. 9-19.
- Julivert, M., 1968, Lexique stratigraphique, Amérique Latine. Colombie (première partie), Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque, et intrusions d'âge mésozoïque - tertiaire, v. V: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique.
- Kennan, L., and J. Pindell, 2009, Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate, *in* K. James, M. A. Lorente, and J. Pindell, eds., The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication, p. Preprint.
- Kennett, J. P., 1982, Marine geology: Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall. Inc., 813 p.
- Kerr, A. C., 1998, Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian–Turonian boundary: Journal of the geological Society of London, v. 155, p. 619-626.
- Kuroda, J., N. O. Ogawa, M. Tanimizu, M. F. Coffin, H. Tokuyama, H. Kitazato, and N. Ohkouchi, 2007, Contemporaneous massive subaerial volcanism and late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2: Earth and Planetary Science Letters, v. 256, p. 211–223.
- Leeder, M., 1999, Sedimentology and sedimentary basins: From turbulence to tectonics, Blackwell Science, 592 p.
- Lugowski, A., J. G. Ogg, and F. M. Gradstein, 2009, Time Scale Creator 4.2 p. Software versión gratuita.

- Mcarthur, J. M., and R. J. Howarth, 2004, Strontium isotope stratigraphy, in F. M. Gradstein, J. G. Ogg, and A. G. Smith, eds., *A geologic time scale 2004*, Cambridge University Press, p. 96-105.
- Morales, L. G., D. J. Podesta, W. C. Hatfield, H. Tanner, S. H. Jones, M. H. S. Barker, D. J. O'Donoghue, E. P. Mohler, E. P. Dubois, C. Jacobs, and C. R. Goss, 1958, General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia, *in* L. G. Weeks, ed., *Habitat of Oil, Symposium*, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 641-695.
- Moreno-Sánchez, M., A. d. J. Gómez-Cruz, y H. Castillo-González, 2007, *Frenelopsis* y *Pseudofrenelopsis* (Coniferales Cheirolepidiaceae) en el Cretácico Temprano de Colombia: *Boletín de Geología UIS*, v. 29, p. 13-19.
- Muller, J., E. Di Giacomo, and A. W. Van Erve, 1987 A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America: *AASP Contribution Series*, v. 19, p. 7-76.
- Navas, J., 1963, Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander: *Boletín de Geología UIS*, v. 12, p. 19-33.
- Odum, H. T., 1951, The stability of the world strontium cycle: *Science*, v. 114, p. 407-411.
- Ogg, J. G., F. P. Agterberg, and F. M. Gradstein, 2004, The Cretaceous period, in F. M. Gradstein, J. G. Ogg, and A. G. Smith, eds., *A geologic time scale 2004*, Cambridge University Press, p. 344-383.
- Reading, H. G., 1996, *Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy*: Cambridge, Blackwell Science, 688 p.
- Renzoni, G., 1962, Apuntes acerca de la litología y tectónica de la zona al Este y Sureste de Bogotá: *Boletín Geológico*, v. 10, p. 59-79.
- Renzoni, G., 1969, Geología del Cuadrángulo J-12, Tunja: *Boletín Geológico, Ingeominas*, v. 24, p. 31-48.
- Renzoni, G., 1981, Geología del Cuadrángulo J-12, Tunja: *Boletín Geológico Ingeominas*, v. 24, p. 31-48.

- Renzoni, G., 1985a, Paleoambientes de la Formación Tambor en la Quebrada Pujamanes, *in* F. Etayo-Serna, and F. Laverde, eds., Proyecto Cretácico: Bogotá, Ingeominas, p. III1-III18.
- Renzoni, G., 1985b, Paleoambientes en las Formaciones Arcabuco y Cumbre de la Cordillera de los Cobardes, *in* F. Etayo-Serna, and F. Laverde, eds., Proyecto Cretácico: Bogotá, Ingeominas, p. X1-X14.
- Renzoni, G., y C. Ospina, 1969, Cartografía Geológica General del cuadrángulo J-12, Bogotá, Servicio Geológico Nacional.
- Reyes, G., D. Montoya, R. Terraza, J. Fuquen, y M. Mayorga, 2006, Memoria geología del cinturón esmeraldífero occidental. Informe de avance, Bogotá, Ingeominas, p. 41.
- Richter, F. M., D. B. Rowley, and D. J. De Paolo, 1992, Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 109, p. 11-23.
- Rodríguez, P. A. J., y S. O. Solano, 2000, Mapa geológico del Departamento de Boyacá, Memoria explicativa, Ingeominas, p. 120.
- Rollinson, H. U., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: New York, Longman Scientific & Technical.
- Ryan, W. B. F., and M. B. Cita, 1977, Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation: *Marine Geology*, v. 23, p. 197-215.
- Sánchez, C. A. Q., y N. Tchegliakova, 2005, Foraminíferos planctónicos de la Formación San Rafael, Cretácico Superior, en los alrededores de Villa de Leiva, Boyacá, Colombia: *Geología Colombiana*, v. 30 p. 99-126
- Sarmiento, G. A., 1992a, Estratigrafía y medios del depósito de la Formación Guaduas: *Boletín Geológico*, Ingeominas, v. 32, p. 3-44.
- Sarmiento, G. A., 1992b, Palinología de la Formación Guaduas - estratigrafía y sistemática: *Boletín Geológico*, Ingeominas, v. 32, p. 45-126.
- Scheibe, E. A., 1938, Estudios Geológicos sobre la Cordillera Oriental: Estudios geológicos y paleontológicos sobre la cordillera oriental de Colombia, v. Primera parte, p. 1-58.

- Schlanger, S. O., and H. C. Jenkyns, 1976, Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences: *Geologie en Mijnbouw*, v. 55, p. 179-184.
- Steuber, T., 2003, Strontium isotope stratigraphy of Cretaceous hippuritid rudist bivalves: rates of morphological change and heterochronic evolution: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 200, p. 221-243.
- Taylor, G., M. Teichmüller, A. Davis, C. F. Diessel, R. Littke, and P. Robert, 1998, *Organic Petrology*: Berlin, Gebrüder Borntraeger, 704 p.
- Terraza, R. M., y N. Tchegliakova, 1005, Registro de tormentitas en la Formación Areniscas de Chiquinquirá, región central de la Cordillera Oriental, Colombia: *Geología Colombiana*, v. 30, p. 41-48.
- Thiede, J., and T. H. Van Andel, 1977, The paleoenvironment of anaerobic sediments in the late Mesozoic South Atlantic: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 33, p. 301-309.
- Van der Hammen, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*, v. 6, p. 67-128.
- Vásquez, M., and U. Altenberger, 2005, Mid-Cretaceous extension-related magmatism in the eastern Colombian Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 20, p. 193-210.
- Veizer, J., 1983, Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates, *in* R. J. Reeder, ed., *Carbonates: Mineralogy and chemistry*, v. 11, Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, p. 265-299.
- Velandia, F. 2005. Interpretación de transcurrencia de las Fallas Soápage y Boyacá a partir de Imágenes landsat tm. *Ingeominas, Proyecto de Geodinámica*, 26 p.
- Villamil, T., 1996, Paleobiology of two new species of the bivalve *Anomia* from Colombia and Venezuela and the importance of the genus in recognition of the base of the Turonian: *Cretaceous Research*, v. 17, p. 607 – 632.
- Villamil, T., C. Arango, and W. W. Hay, 1999, Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts

of northern South America Geological Society of America Special Papers, v. 332, p. 191-202.

Voigt, S. and Hilbrecht, H. 1997. Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: Correlation and relations with sea level and sediment stability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 134, p. 39-59

Walker, J. D., and J. W. Geissman, 2009, 2009 GSA Geologic Time Scale: *GSA Today*, v. 19, p. 60-61.

Wang, W., Z. Zhou, and Y. P., 2005, Relations between vitrinite reflectance, peak temperature and its neighboring temperature variation rate: A comparison of methods: *Chinese Journal of Geophysics*, v. 48, p. 1443-1453.

Waveren, v. I. M., J. H. V. Konijnenburg-van Cittert, J. V. d. Burgh, and D. L. Dilcher, 2002, Macrofloral remains from the Lower Cretaceous of the Leiva region (Colombia): *Scripta Geologica*, v. 123, p. 1-39.

Weissert, H., A. Lini, K. B. Follmi, and O. Kuhn, 1998, Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link?: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 137, p. 189-203.

Welles, S. P., 1962, A new species of elasmosaur from the Aptian of Colombia and a review of the Cretaceous plesiosaurs: *University of California publications in geological sciences*, v. 46, p. 1-96.

Wheeler, O. C., 1929, Report on the Palmira series with notes on stratigraphy of the Umir, Lisama and La Paz Formations near the eastern part of De Mares Concession (inédito) Informe Empresa Colombiana de Petroleos, p. 648.

Zamarreño de Julivert, I., 1963, Estudio petrográfico de las calizas de la Formación Rosablanca de la región de la Mesa de Los Santos (Cordillera Oriental, Colombia): *Boletín de Geología UIS*, v. 15, p. 5-34.

Anexo 1.1

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita

Anexo 1.2

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector A

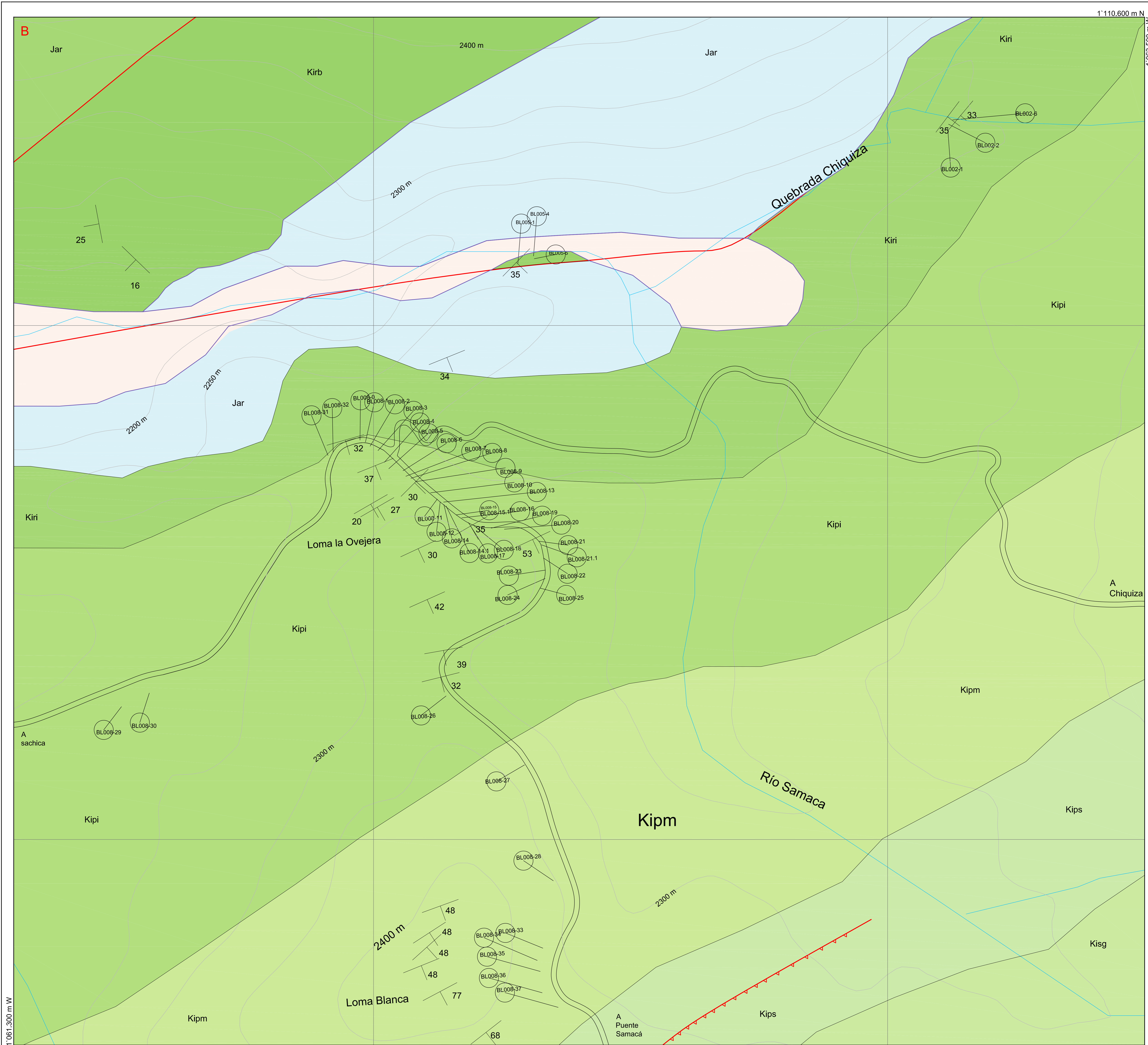


AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS		
Proyecto: Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental		
Título del mapa: Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, sector A		
Coordenadas: Origen Bogotá INICIO	N = 1°111.000 E = 1°060.000	FIN N = 1°112.000 E = 1°061.000
Escala: 1: 5.000	Fecha: Abril 2010	Anexo: 2
Elaborado por: UNIVERSIDAD DE CALDAS Gustavo Hincapié Mario Moreno-Sánchez	INTERVENTORIA ANH: Fernando Osorno Digitalizado por: MM	

- Qa Depósitos recientes
 - Kipm Formación Paja media
 - Kipi Formación Paja inferior
 - Kiri Formación Ritoque
 - 34** Dato estructural
 - Punto con muestra
- Ver mapa principal para otros detalles

Anexo 1.3

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector B



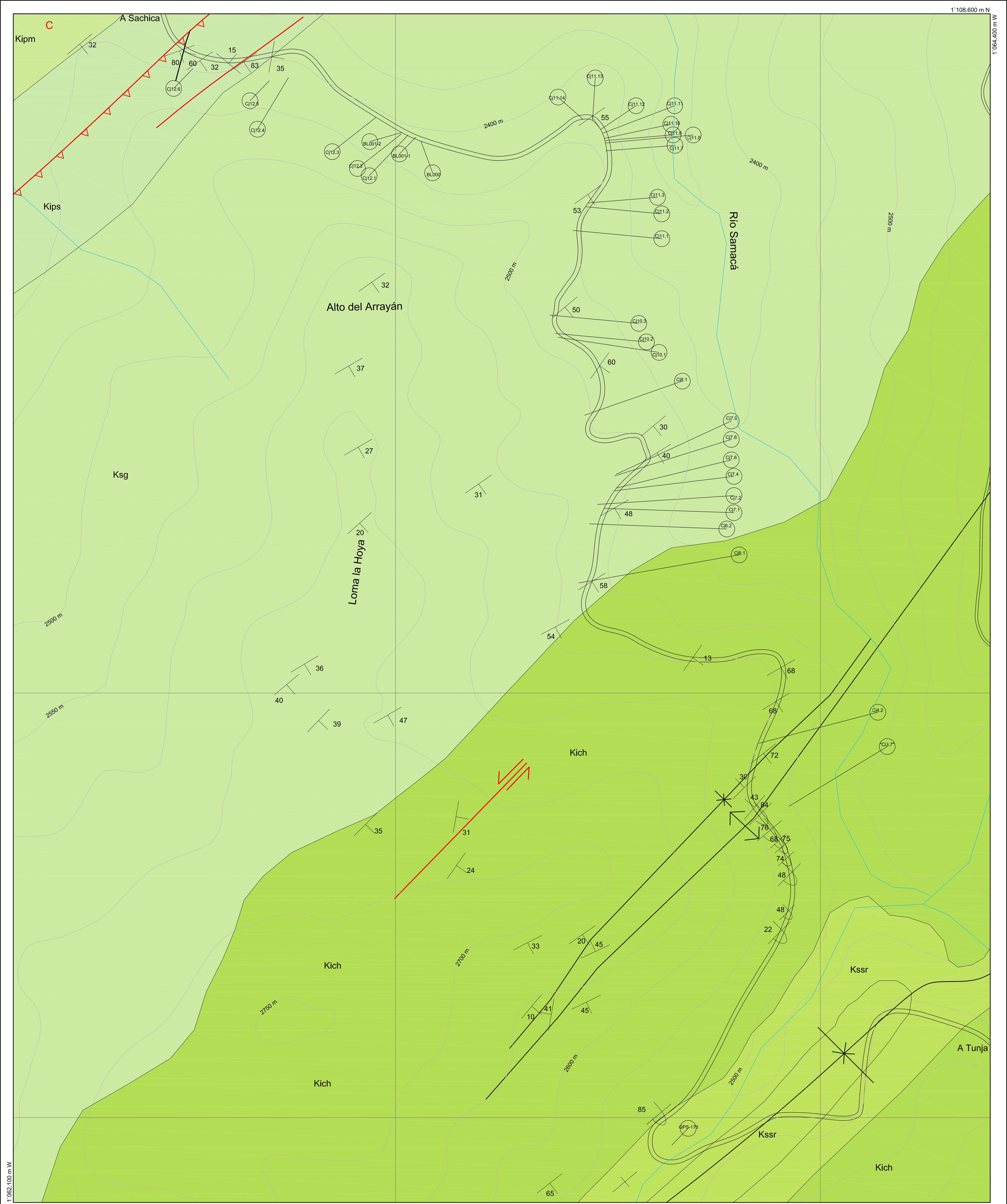
AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS			
Proyecto: Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental			
Título del mapa: Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, sector B			
Coordenadas:	N = 1°108.600	N = 1°110.600	
Origen Bogotá	INICIO E = 1°061.300	FIN E = 1°063.500	
Escala:	1: 5.000	Fecha:	Abril 2010
Elaborado por:		Anexo: 3	
UNIVERSIDAD DE CALDAS Gustavo Hincapié Mario Moreno-Sánchez		INTERVENTORIA ANH: Fernando Osorno Digitalizado por: MM	

	Falla
	Falla de cabalgamiento
	Dato estructural
	Punto con muestra
Ver mapa principal para otros detalles	

	Qa Depósitos recientes
	Kigs Grupo San Gil
	Kips Formación Paja Superior
	Kipm Formación Paja media
	Kipi Formación Paja inferior
	Kiri Formación Ritoque
	Kirb Formación Rosablanca
	Jar Formación Arcabuco

Anexo 1.4

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector C



1°062.100 m W 1°105.800 m N 0 ESCALA GRAFICA 400 m

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Proyecto: Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental

Título del mapa: Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, sector C

Coordenadas: N = 1°105.800 N = 1°108.600
 Origen Bogotá INICIO FIN
 E = 1°062.100 E = 1°064.400

Escala: 1:5.000 Fecha: Abril 2010 Anexo: 4

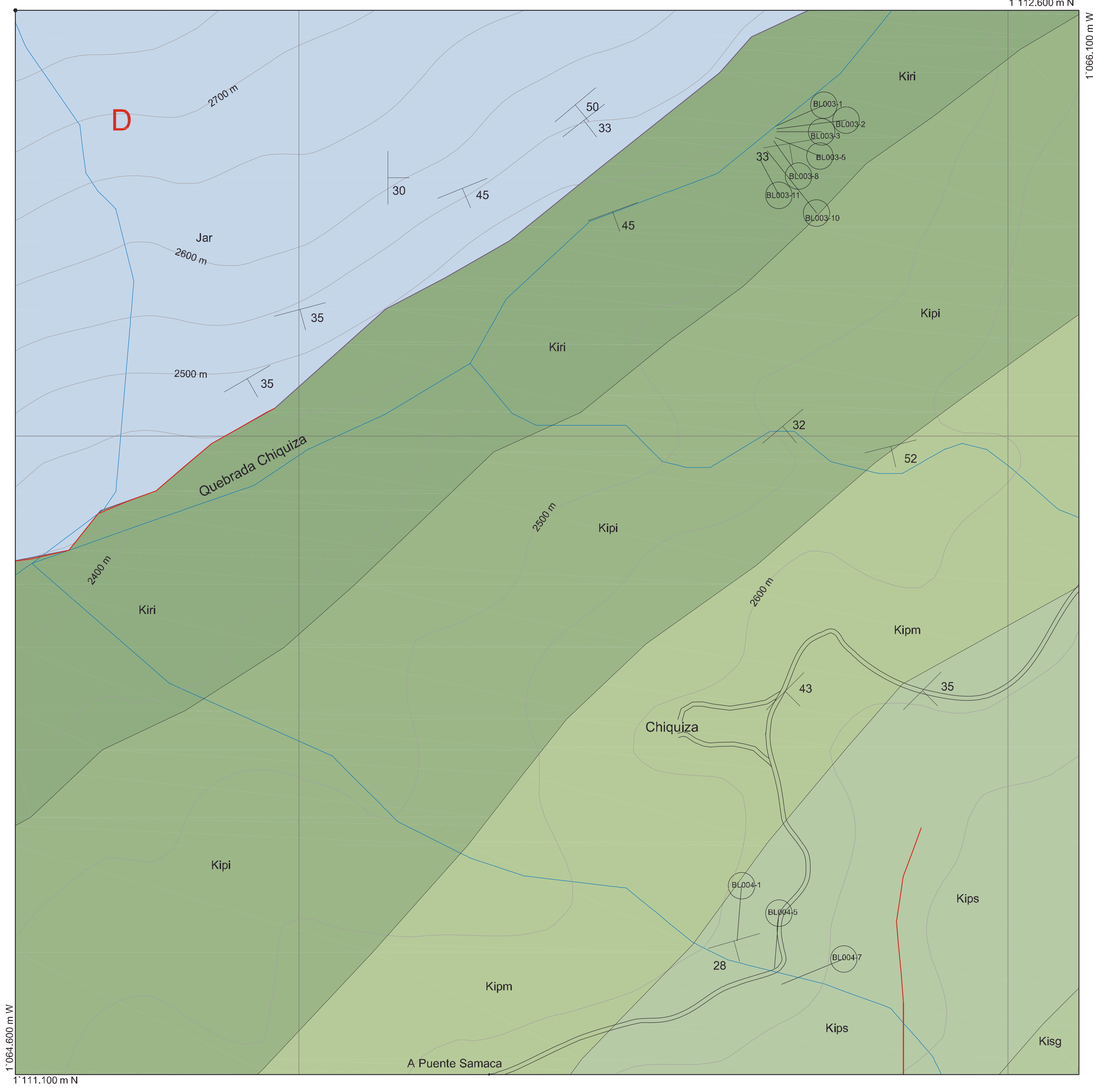
Elaborado por: UNIVERSIDAD DE CALDAS INTERVENTORIA ANH:
 Gustavo Hincapié Fernando Osorno
 Mario Moreno-Sánchez Digitalizado por: MM

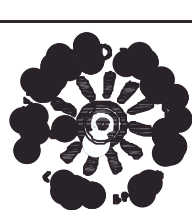
UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	
	Depósitos recientes
	Formación San Rafael
	Formación Churuvita
	Grupo San Gil
	Formación Paja superior
	Formación Paja media

	Falla		Anticlinal		Dato estructural
	Falla de rumbo		Sinclinal		Punto con muestra
	Falla de cabalgamiento		Discordancia		Contacto concordante

Anexo 1.5



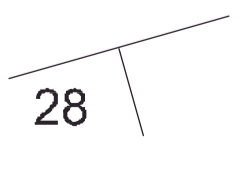
Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector D




 AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS		
Proyecto: Estudio de Isotopos de Carbono(d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental		
Título del mapa: Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, sector D		
Coordenadas: Origen Bogotá	INICIO N = 1°111.100 E = 1°064.600	FIN N = 1°112.600 E = 1°066.100
Escala: 1: 5.000	Fecha: Abril 2010	Anexo: 5
Elaborado por: 	UNIVERSIDAD DE CALDAS Gustavo Hincapié Mario Moreno-Sánchez	INTERVENTORIA ANH: Fernando Osorno Digitalizado por: MM

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

- Kisg Grupo San Gil
- Kips Formación Paja superior
- Kipm Formación Paja media
- Kipi Formación Paja inferior
- Kiri Formación Ritoque
- Jar Formación Arcabuco

 Falla
 Punto de muestra
 Dato estructural



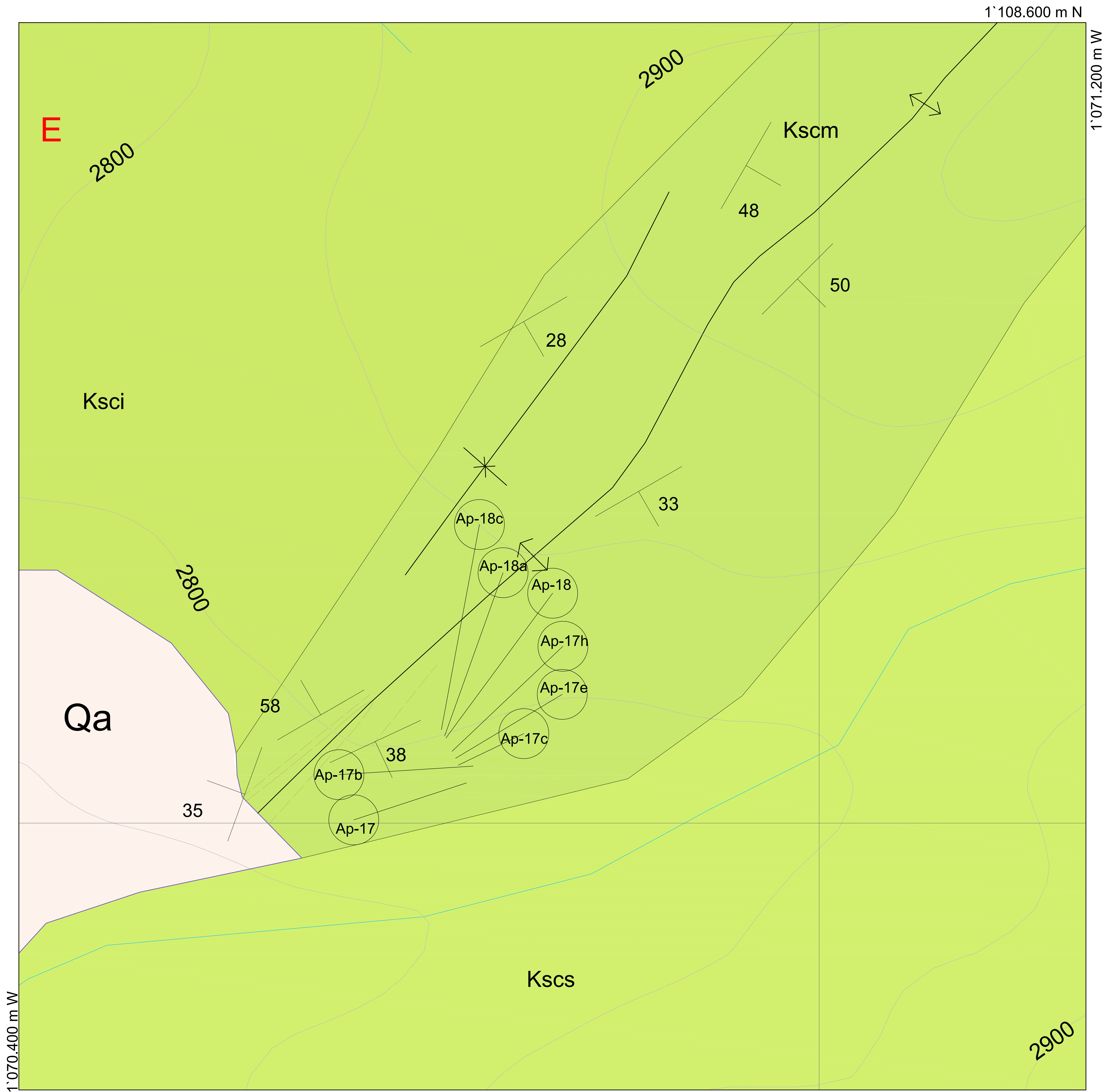
0 400 m

ESCALA GRAFICA

Ver mapa geológico para otros simbolos

Anexo 1.6

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector E



ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Proyecto:
Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental

Título del mapa:
Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, sector E

Coordenadas:	N = 1°07.800	N = 1°08.600
Origen Bogotá	INICIO	FIN
	E = 1°07.400	E = 1°07.200

Escala: 1: 5.000	Fecha: Abril 2010	Anexo: 6
------------------	-------------------	----------

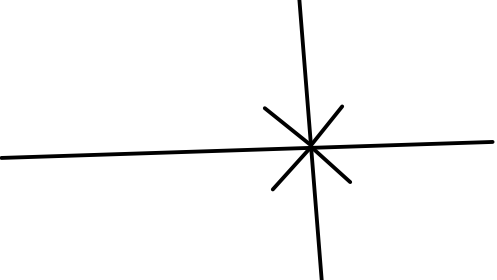
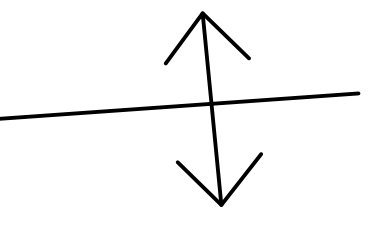
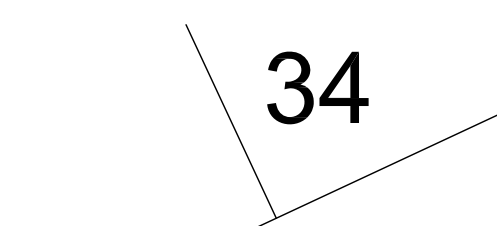
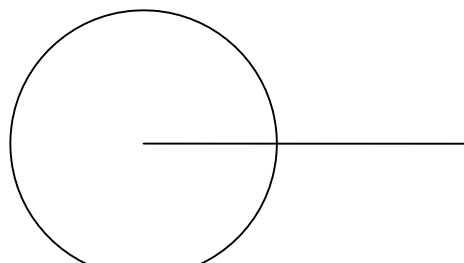
Elaborado por:  UNIVERSIDAD DE CALDAS
Gustavo Hincapié
Mario Moreno-Sánchez

INTERVENTORIA ANH:
Fernando Osorno
Digitalizado por: MM



UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

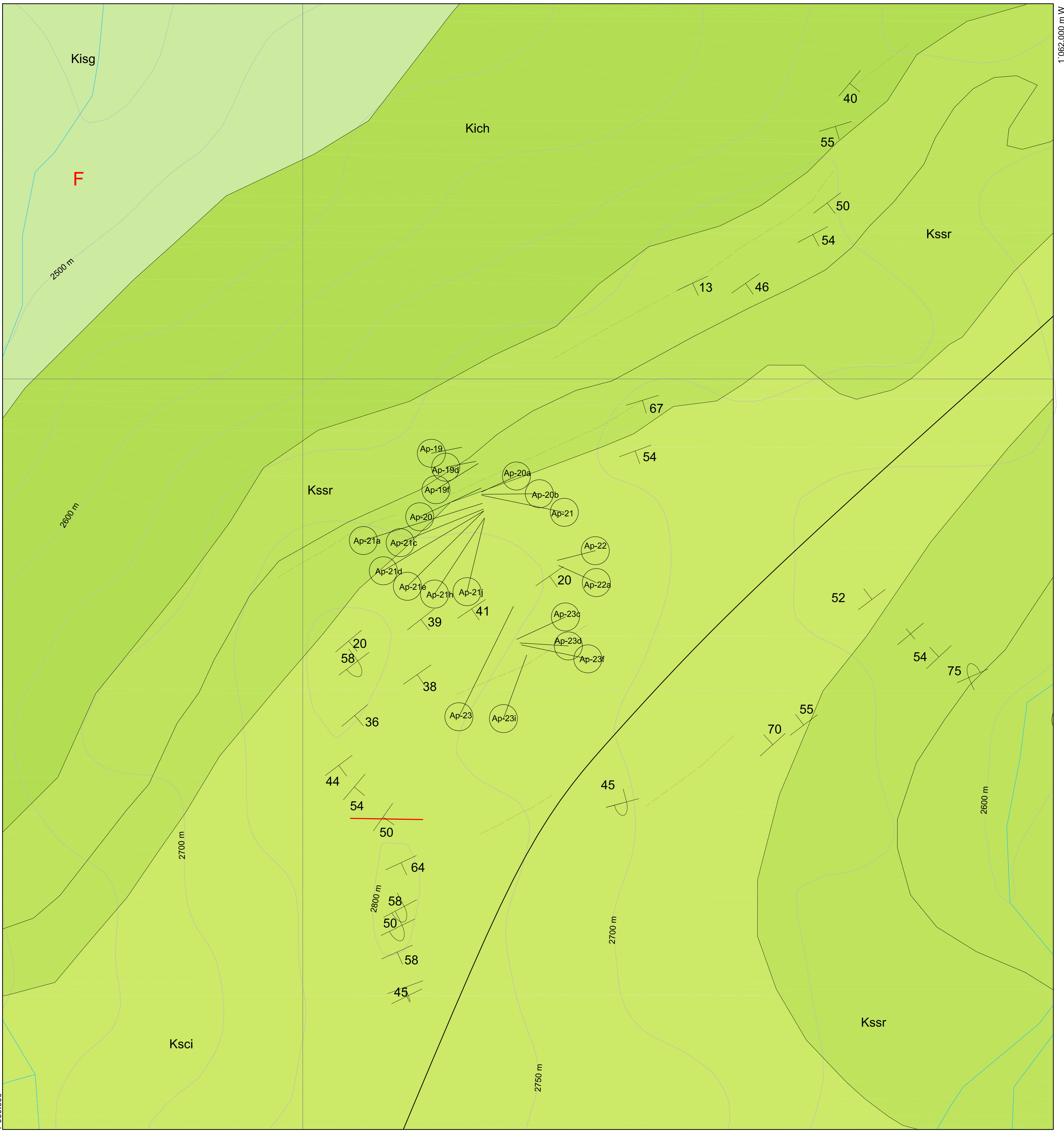
- Qa** Depósitos recientes
- Kscs** Formación Conejo parte superior
- Kscm** Formación Conejo parte media
- Ksci** Formación Conejo parte inferior

-  Sinclinal
-  Anticlinal
-  34 Dato estructural
-  Lugar de muestra

Para ubicar, ver mapa geológico general

Anexo 1.7

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector



1°060.600
1°103.000



AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

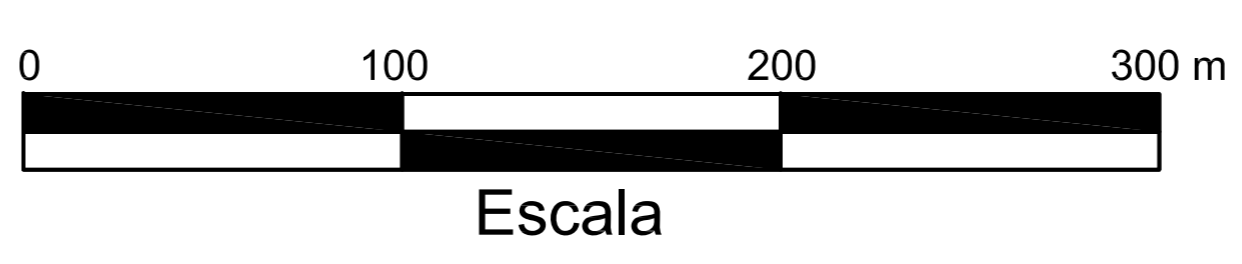
Proyecto:
Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental

Titulo del mapa:
Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, sector F

Coordenadas:	N = 1°103.300	N = 1°104.500
Origen Bogotá	INICIO	FIN
	E = 1°060.600	E = 1°062.000

Escala: 1: 5.000	Fecha: Abril 2010	Anexo: 7
------------------	-------------------	----------

Elaborado por: 	UNIVERSIDAD DE CALDAS Gustavo Hincapié Mario Moreno-Sánchez	INTERVENTORIA ANH: Fernando Osorno Digitalizado por: MM
--------------------	---	--

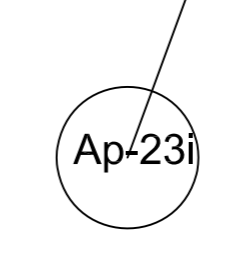


UNIDADES ESTRATIGRAFICAS

- Ksci Formación Conejo inferior
- Kssr Formación San Rafael
- Kich Formación Churuvita
- Kisg Grupo San Gil

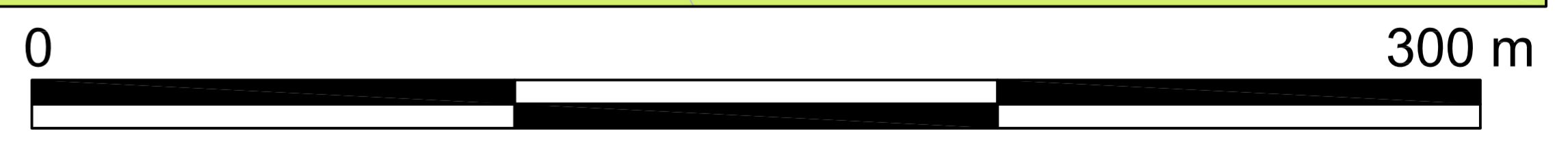
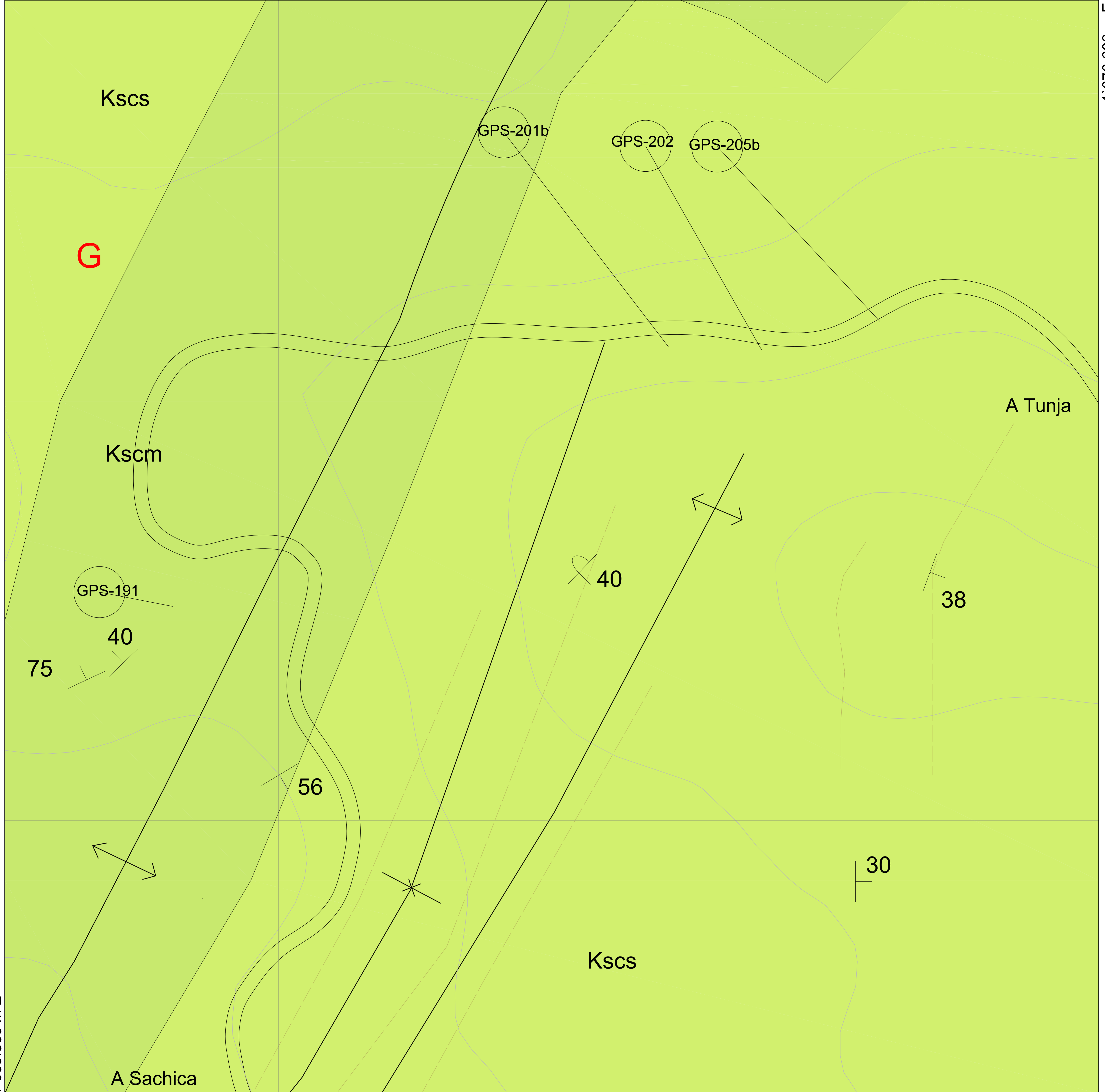
- Capa invertida
- Dato estructural
- Capa continua
- Punto con muestra

Falla

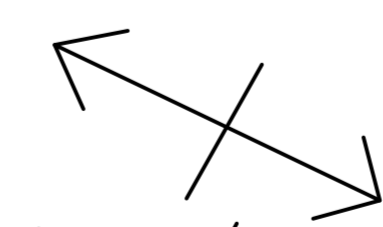
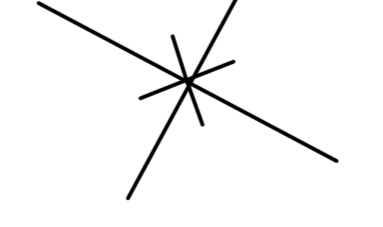
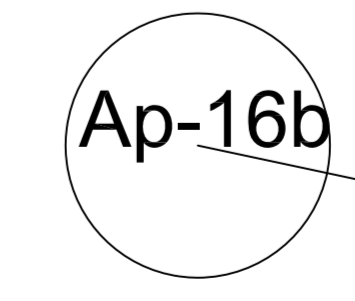
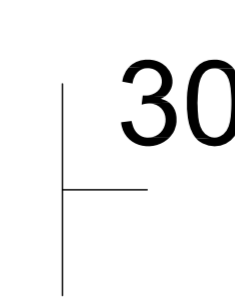




Anexo 1.8

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector G

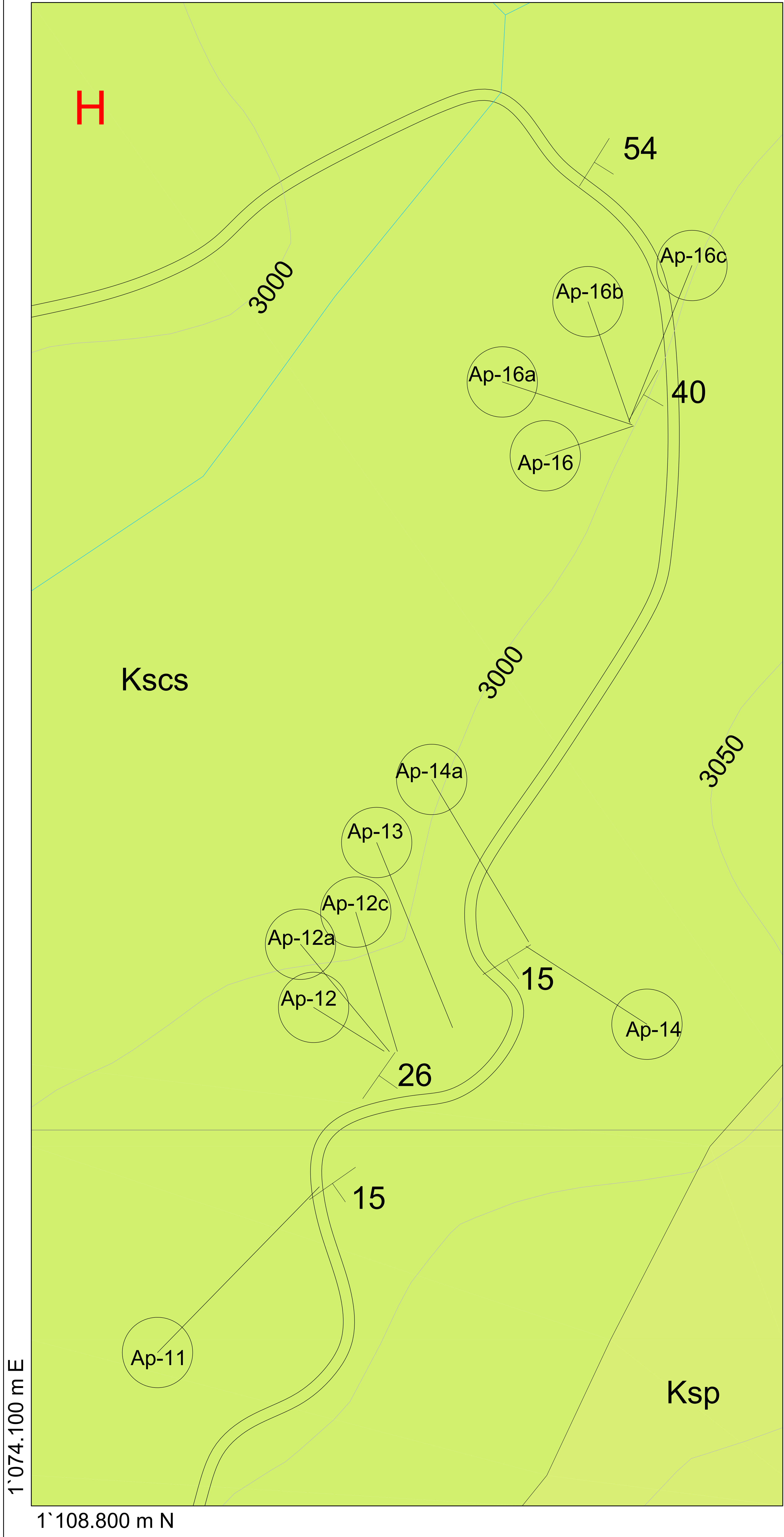


ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS		
Proyecto: Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental		
Titulo del mapa: Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, sector G		
Coordenadas: Origen Bogotá	N = 1°104.800 INICIO E = 1°069.800	N = 1°105.600 FIN E = 1°070.600
Escala: 1: 5.000	Fecha: Abril 2010	Anexo: 8
Elaborado por:	UNIVERSIDAD DE CALDAS Gustavo Hincapié Mario Moreno-Sánchez	INTERVENTORIA ANH: Fernando Osorno Digitalizado por: MM

 Anticlinal
 Sinclinal
 Ap-16b Sitio de muestra
 30 Dato estructural
 **Kscs** Formación Conejo parte superior
 **Kscm** Formación Conejo parte media

Anexo 1.9

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector H



Ksp Formación Plaeners
Kscs Formación Conejo parte superior

30 Dato estructural

Ap-16b Sitio de muestra

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Proyecto:
 Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental

Titulo del mapa:
 Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, Sector H

Coordenadas:	N = 1°108.800	N = 1°109.600
Origen Bogotá	INICIO	FIN
	E = 1°074.100	E = 1°074.500

Escala: 1: 5.000	Fecha: Abril 2010	Anexo: 9
------------------	-------------------	----------

Elaborado por:	UNIVERSIDAD DE CALDAS	INTERVENTORIA ANH:
	Gustavo Hincapié Mario Moreno-Sánchez	Fernando Osorno Digitalizado por: MM

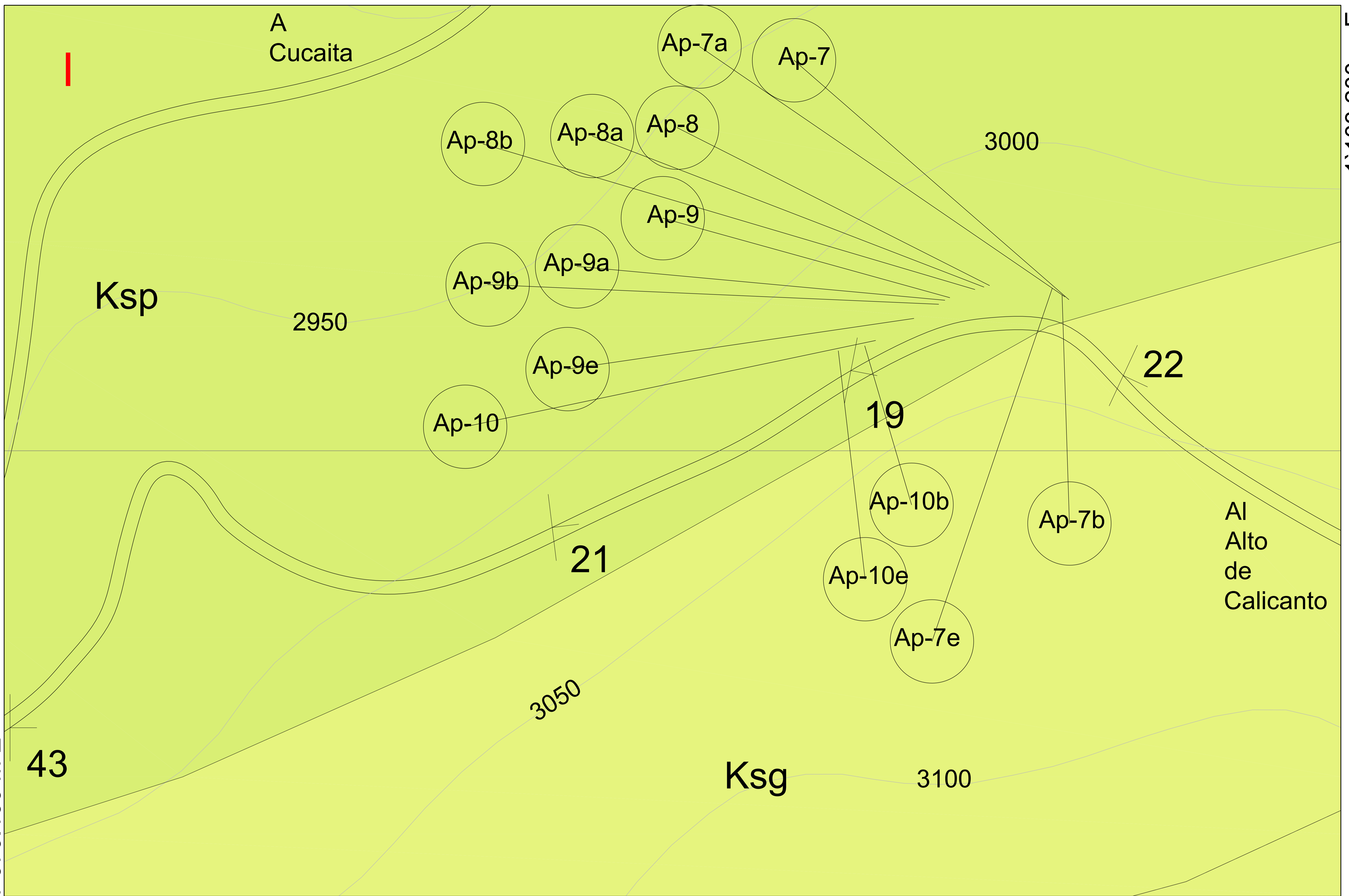


Anexo 1.10

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector I


1°070.700 m N

1°103.200 m E



1°102.800 m N



 AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS		
Proyecto: Estudio de Isotopos de Carbono (d13C) y Estroncio (87Sr/86Sr) en los Depósitos Cretácico-Terciarios de la Cordillera Oriental		
Titulo del mapa: Mapa geológico de la región de Villa de Leyva-Cucaita, Sector I		
Coordenadas: Origen Bogotá	INICIO N = 1°102.800 E = 1°070.100	FIN N = 1°103.200 E = 1°070.700
Escala: 1: 5.000	Fecha: Abril 2010	Anexo: 10
Elaborado por:  UNIVERSIDAD DE CALDAS Gustavo Hincapié Mario Moreno-Sánchez	INTERVENTORIA ANH: Fernando Osorno Digitalizado por: MM	

Ksg Formación Guadalupe

Ksp Formación Plaeners

 Sitio de muestra

 Dato estructural

Anexo 1.11

Mapa geológico de la región Villa de Leyva-Cucaita, sector J

Anexo 2.1

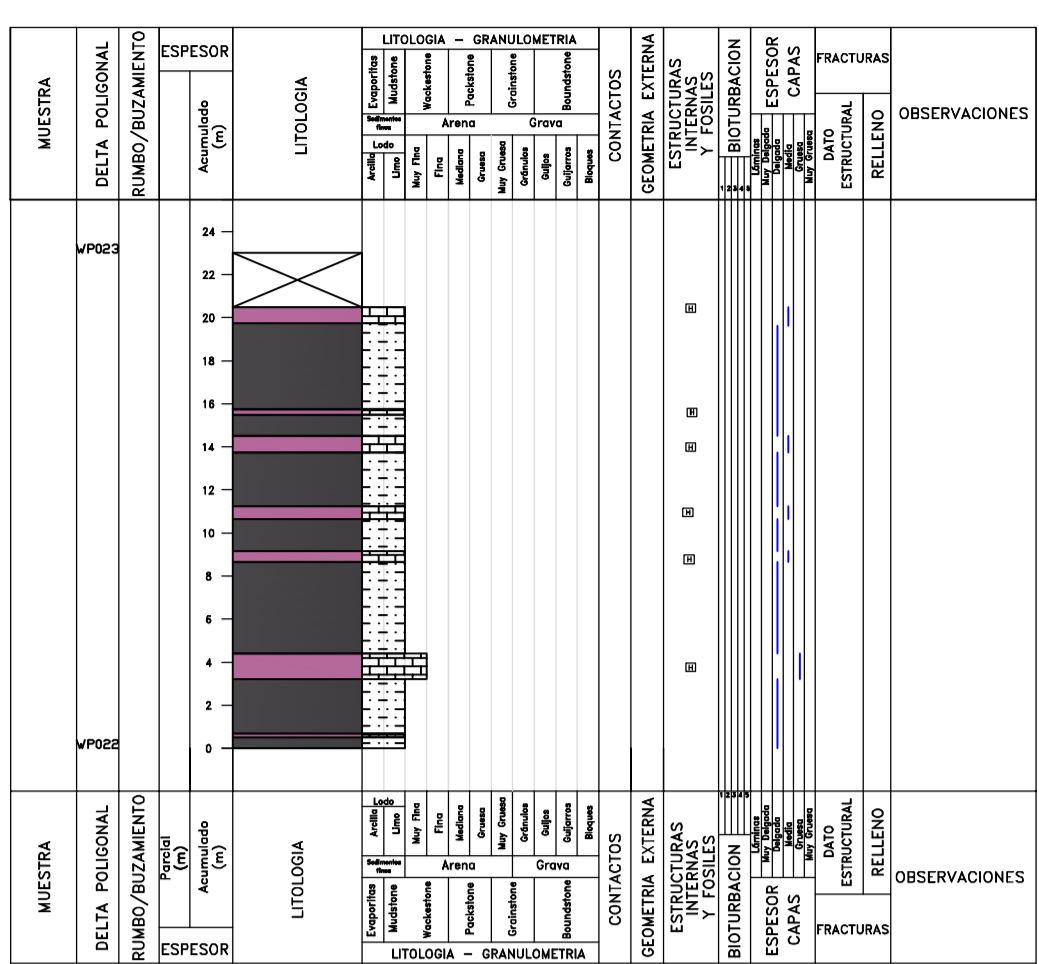
Asociación de amonites para uso en Colombia (Etayo-Serna, 1979)

SANTONIAN	not represented	
	Lenticeras Paralenticeras siéversi	baltai
CONIACIAN	not represented	
	Gloriaceras corraei cucaitaense scheibei	Protexanites Codazziceras Peroniceras Niceforoceras Prionocycloceras cucaitaense Zumpangoceras ospinai
TURONIAN	not represented	
	Mammites nodosoides Franciscoites suarezi	appelatus Hoplitoides lacabagne Fagesia zanellai Mammites fugax Paramammites
	not represented	
ALBIAN	Platiknemiceras colombiana Rinconiceras rinconi pseudolyelliforme	Lyelliceras carvajalorum Knemiceras pognai Engonoceras (?) duartei
	Neodeshayesites columbianus Douvilleiceras solitae	Ralphimlayites Jaumaportaiceras Carloscaceresiceras caceresi Neodeshayesites karsteni
APTIAN	Parahoplites (?) hubachi (?) leptoceratiforme	
	Stoyanowiceras treffryanus Dufrenoyia sanctorum	Acanthohoplites Juandurhamiceras Riedelites Corteziceras Aconeceras Zambranoites Colombiceras Colomboceratoides Gargasiceras Pseudoptychoceras Epicheloniceras Melchiorites Pseudohaploceras

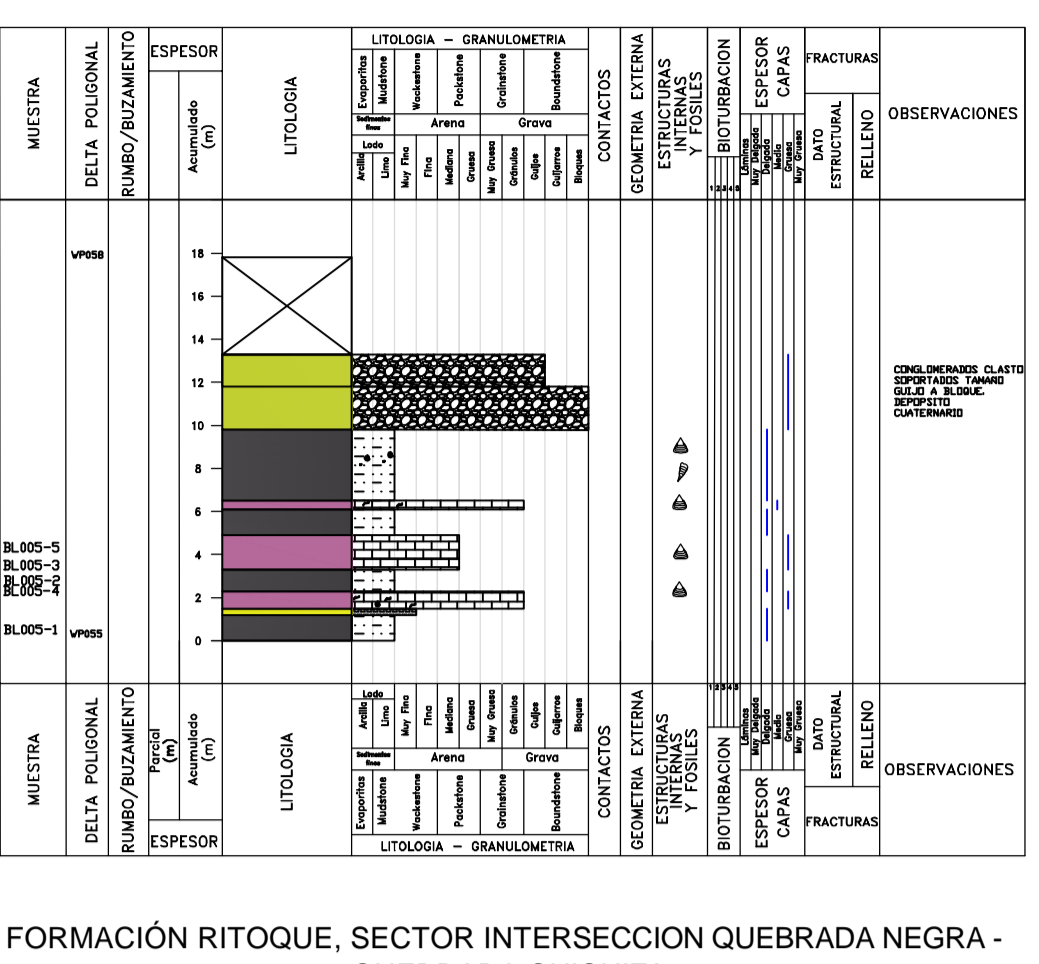
Anexo 2.2

**Columna estratigráfica de las formaciones Ritoque, Paja,
Rosablanca y Arcabuco**

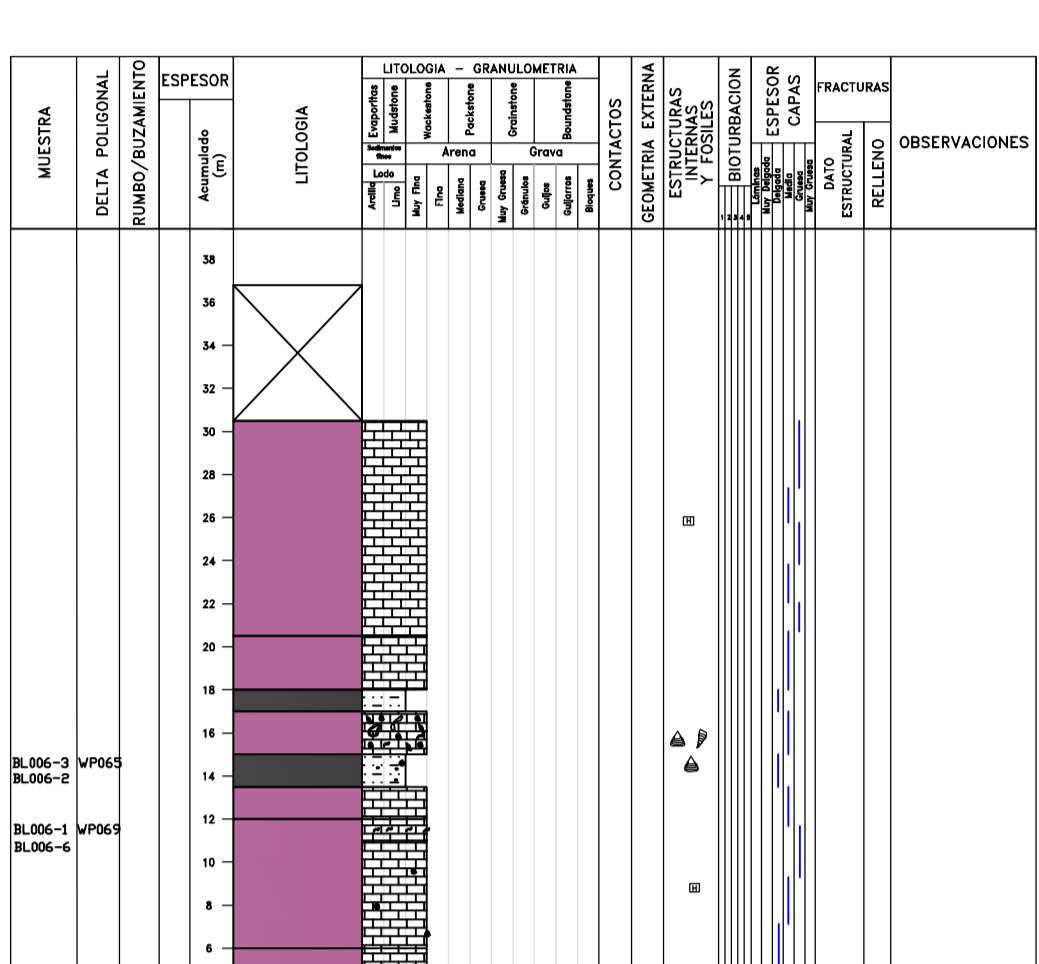
FORMACIÓN RITOQUE, SECTOR MARGEN IZQUIERDA QUEBRADA CHIQUIZA.



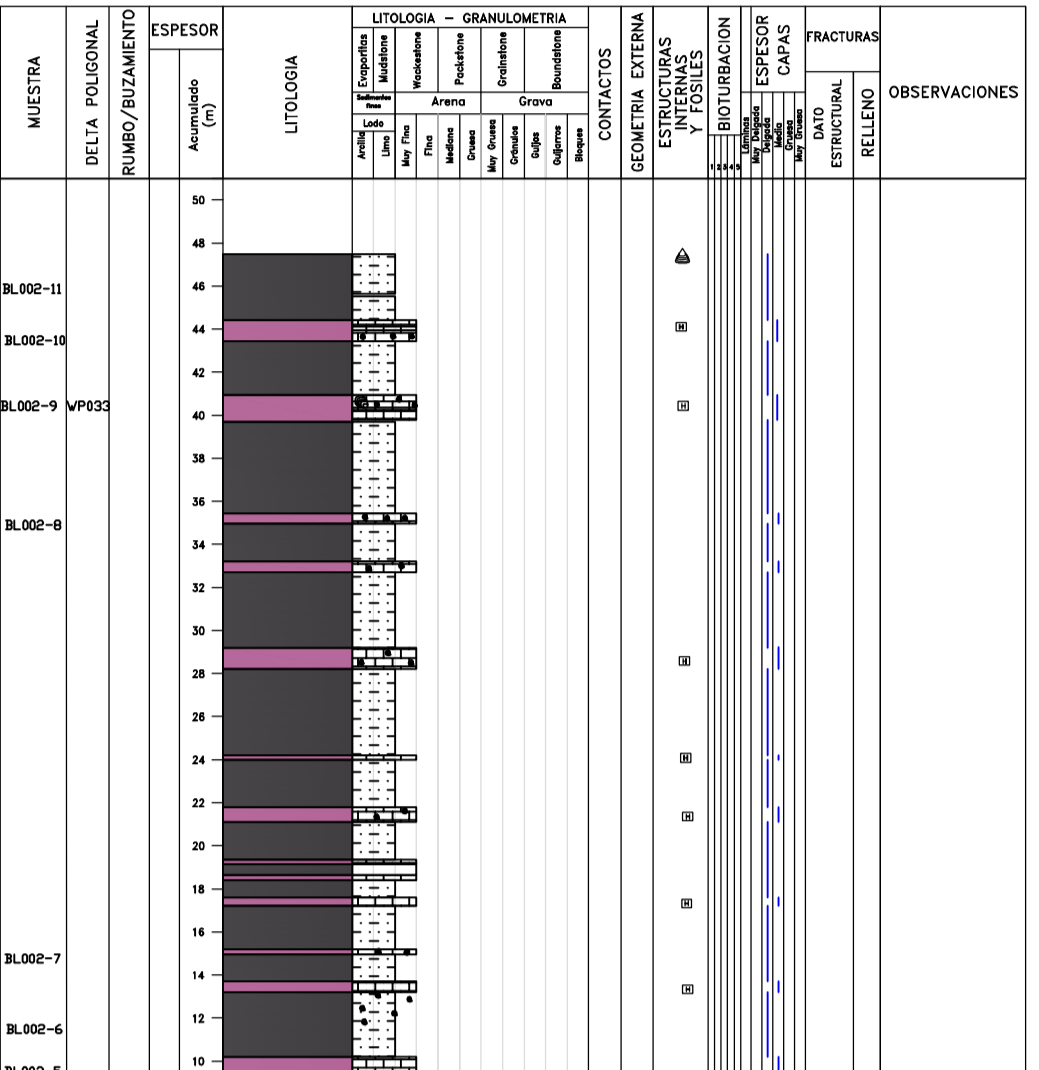
FORMACIÓN RITOQUE, SECTOR RIO SAMACA (AL FRENTE DE LAS PINTURAS RUPESTRES)



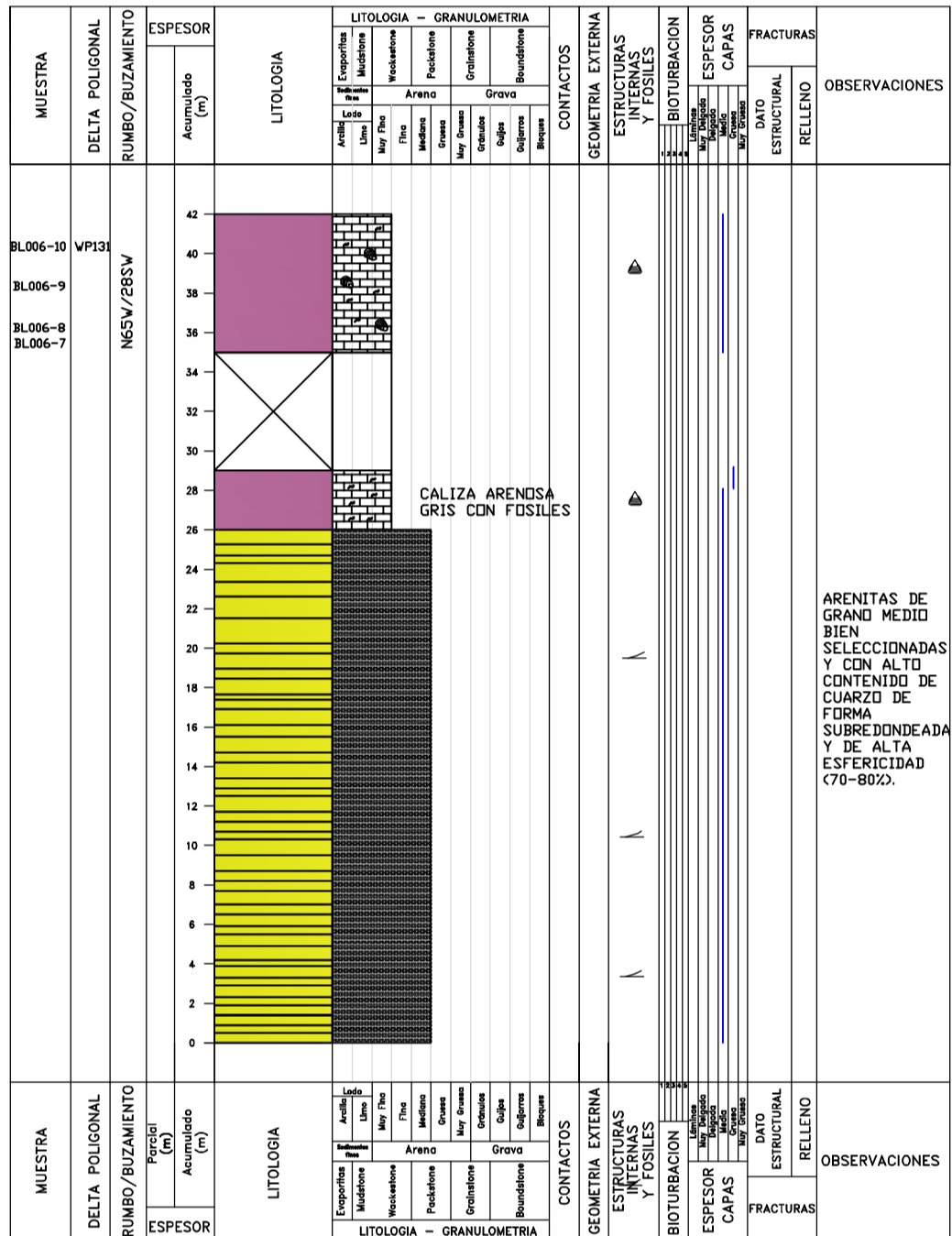
FORMACIÓN RITOQUE SECTOR: CANTERA CALIZAS Y AGREGADOS BOYACA S.A



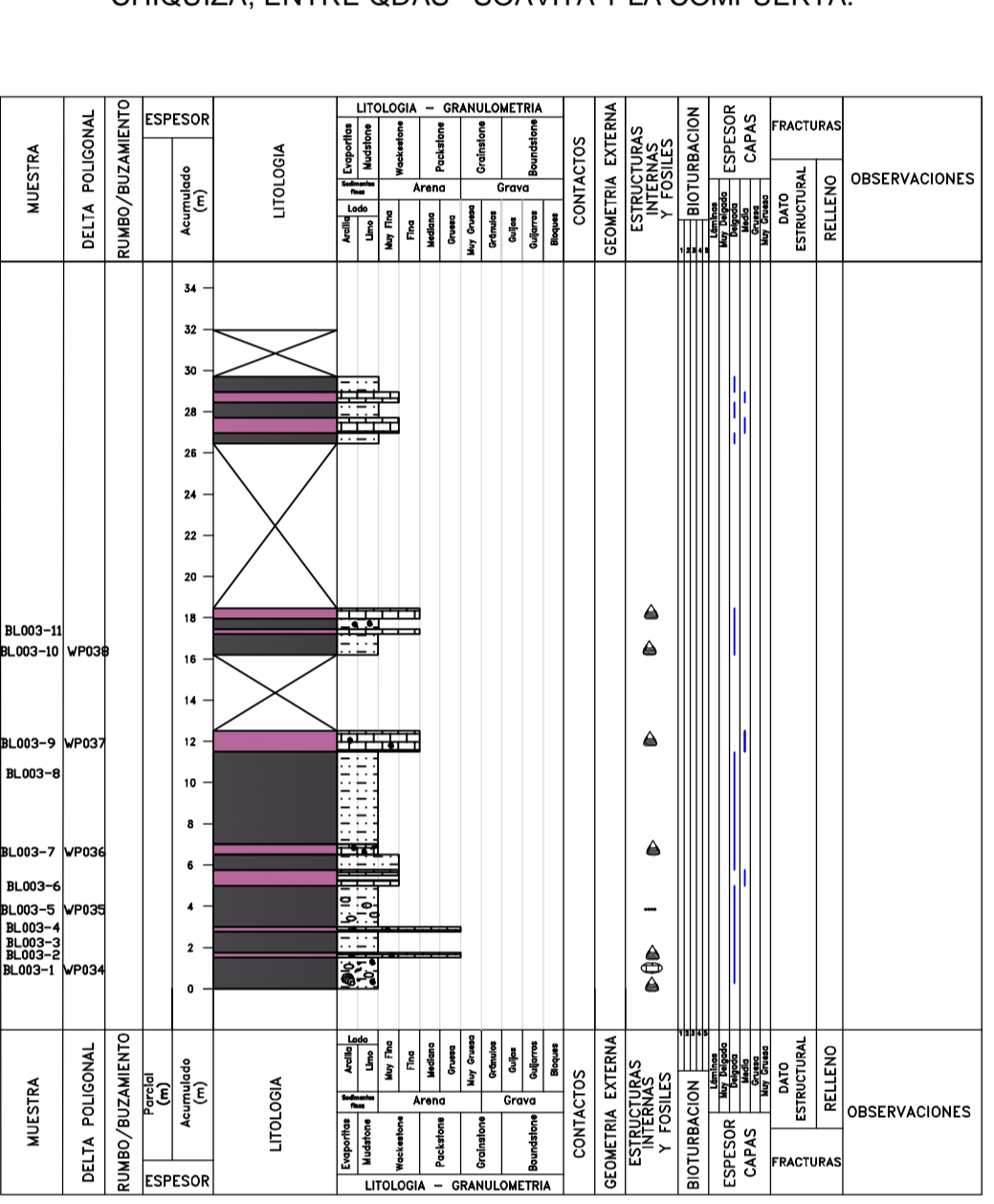
FORMACIÓN RITOQUE, SECTOR INTERSECCIÓN QUEBRADA NEGRA - QUEBRADA CHIQUIZA.



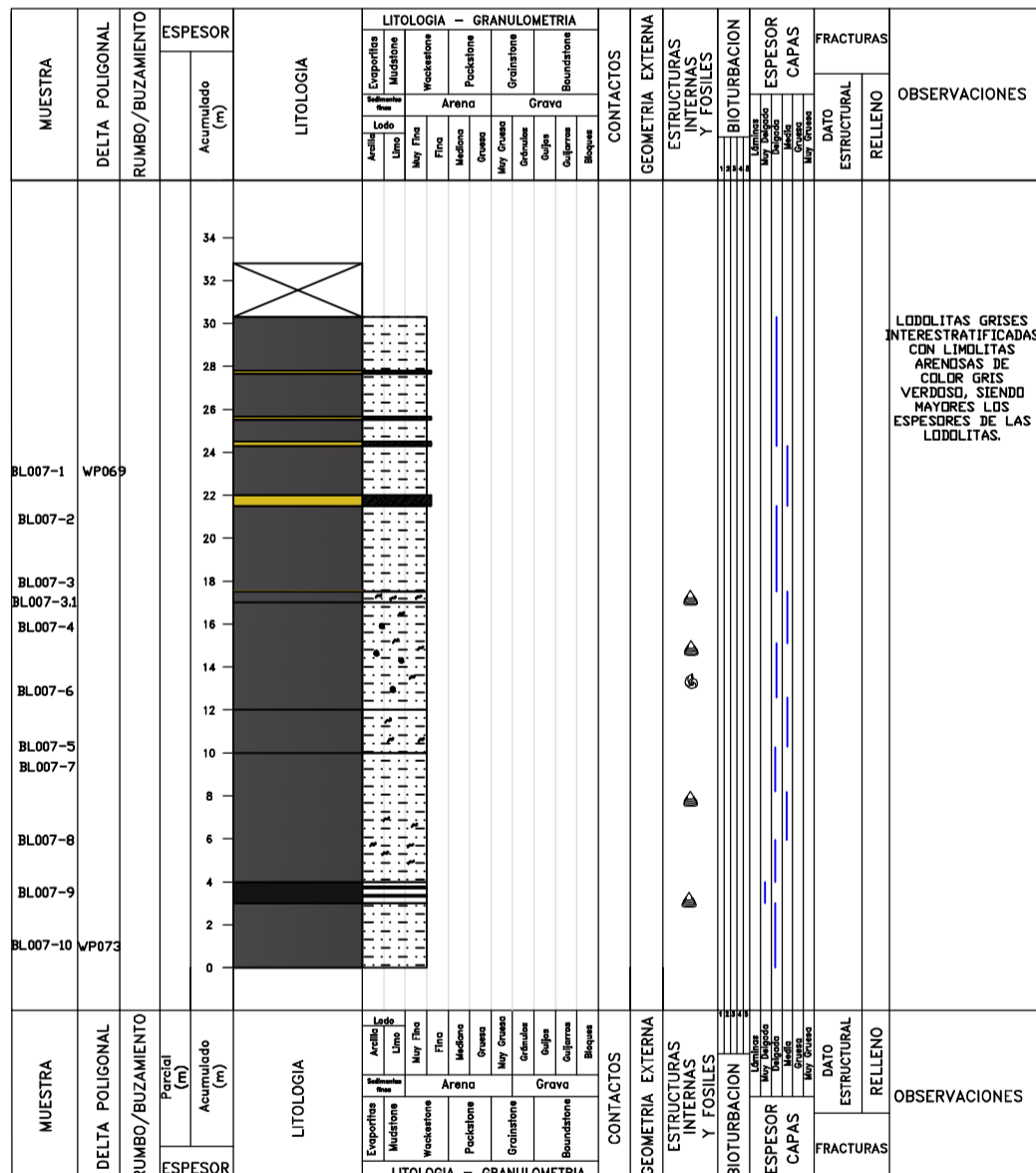
FORMACIÓN RITOQUE, SECTOR: CANTERA CALIZAS Y AGREGADOS BOYACA S.A



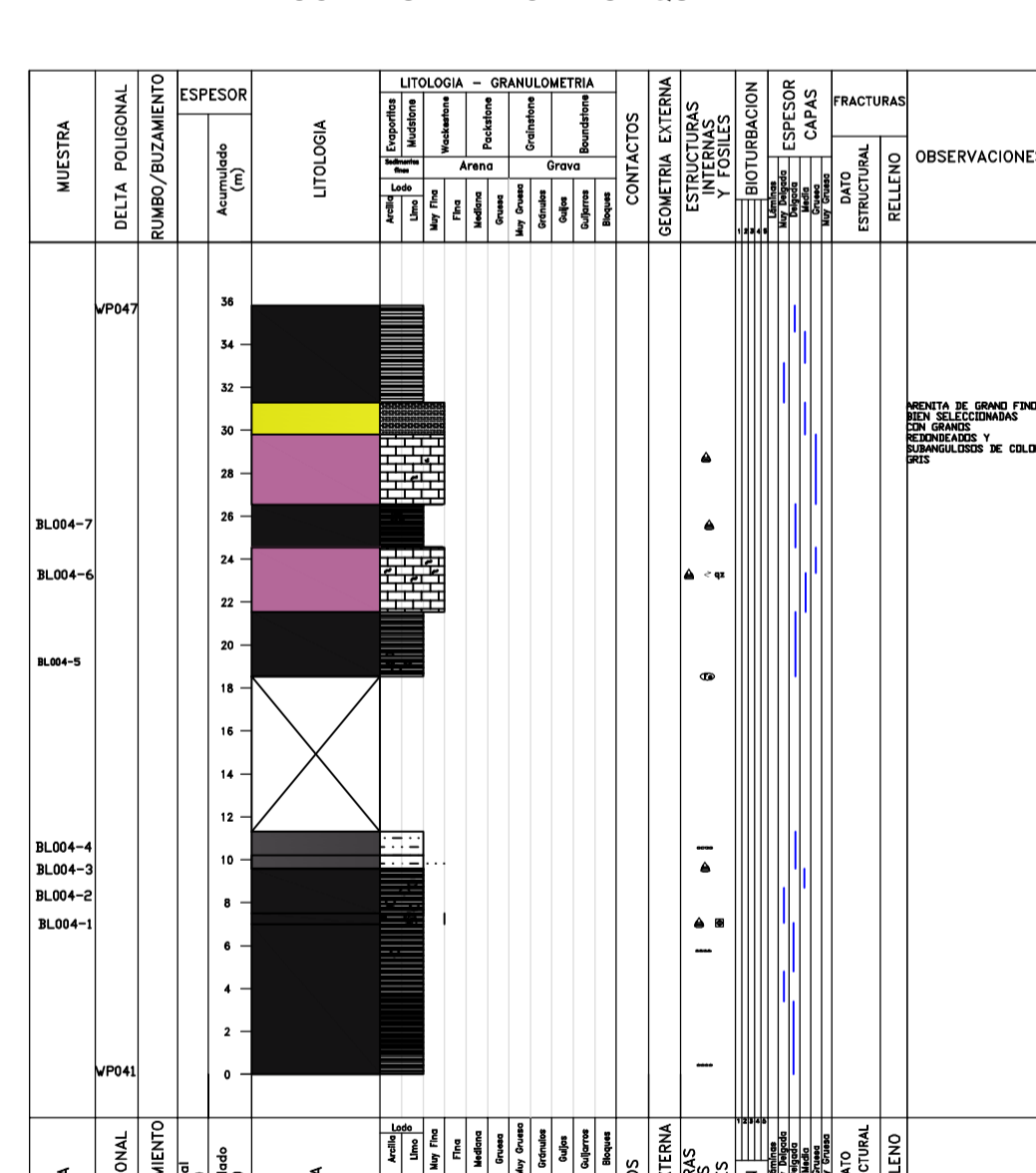
FORMACIÓN RITOQUE, SECTOR: CORREGIMIENTO DE CHIQUIZA, FLANCO ORIENTAL DE ANTICLINAL DE ARCABUCO, SOBRE LA QDA CHIQUIZA, ENTRE QDAS SOAVITA Y LA COMPUERTA.



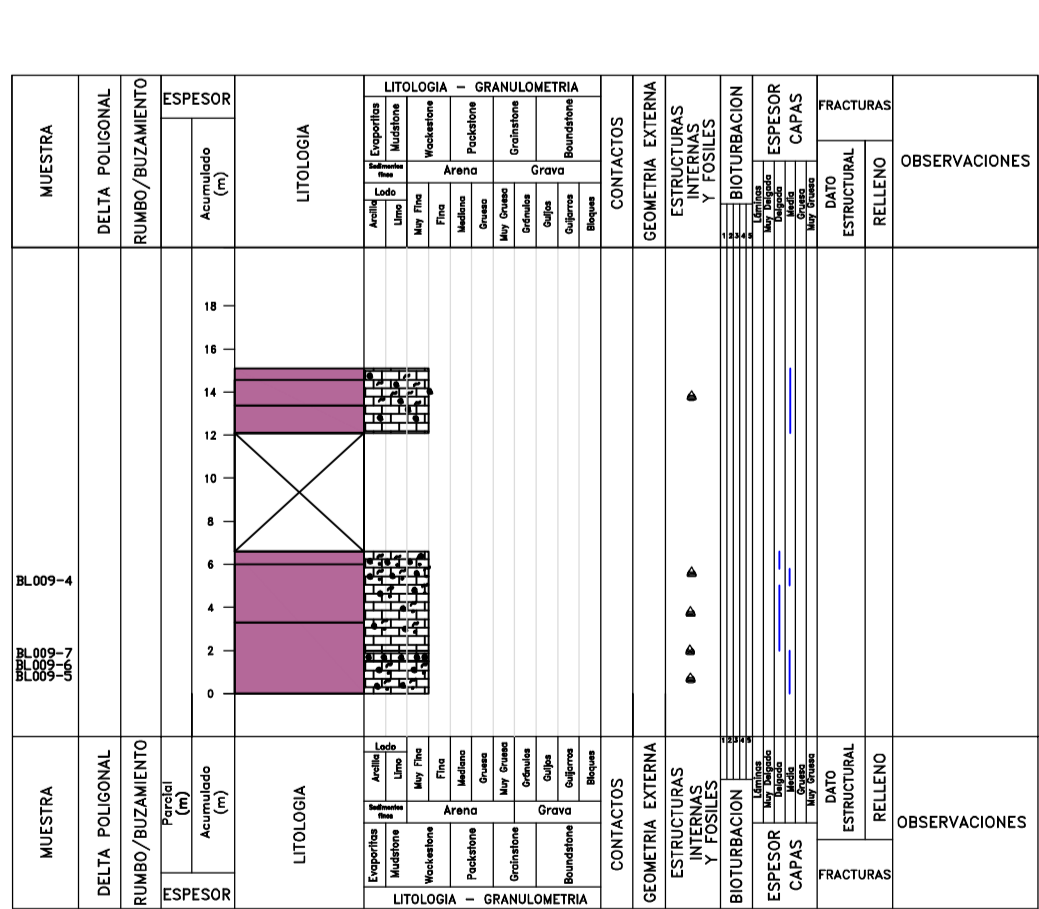
FORMACIÓN RITOQUE, COLUMNA ESTRATIGRAFICA PARA LA FM RITOQUE SOBRE LA QUEBRADA RITOQUE, AGUAS ARRIBA.



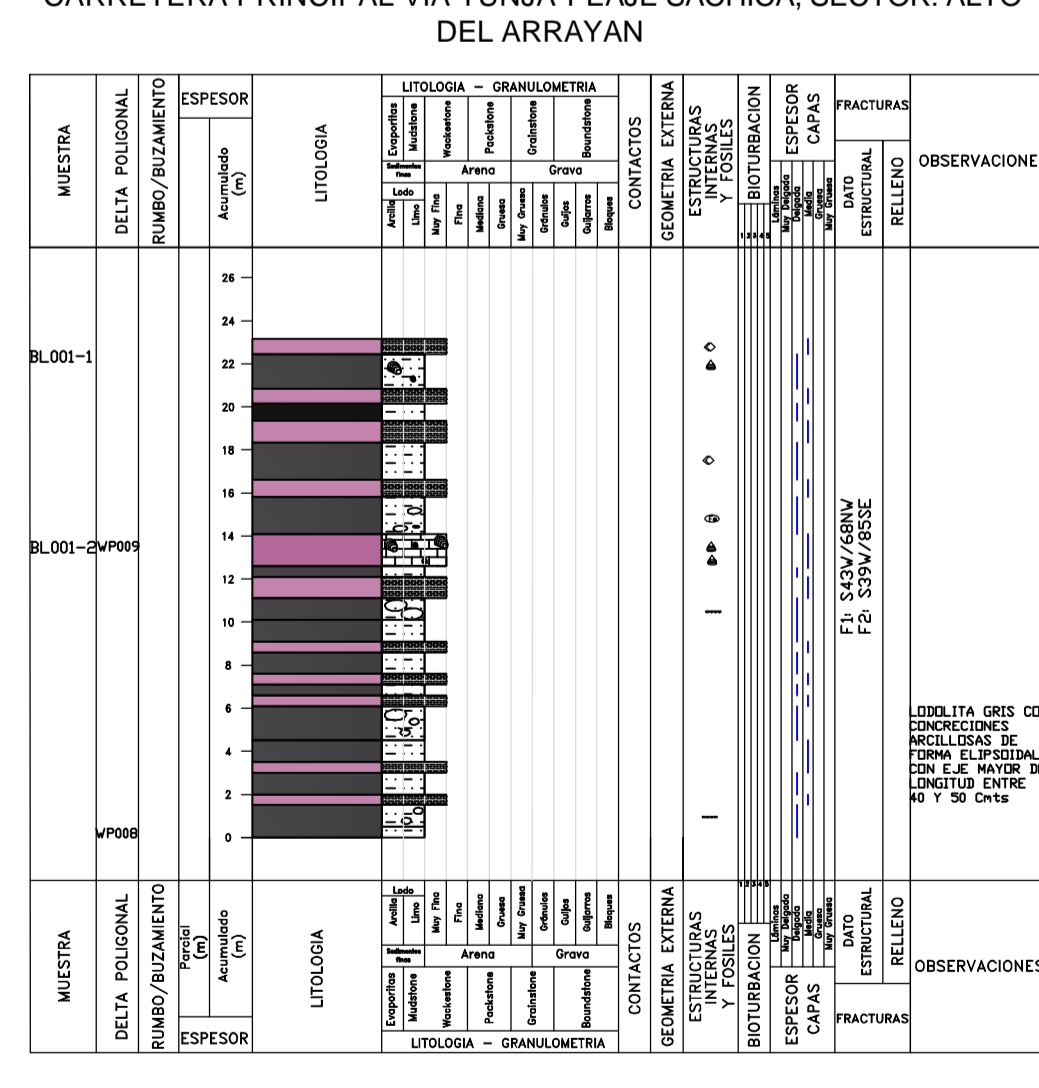
COLUMNA ESTRATIGRAFICA PARA LA FM PAJA, DEBAJO DEL PUENTE JUAN SUAREZ, AGUAS ABAJO DE LA QUEBRADA SURCIA, CORREGIMIENTO DE CHIQUIZA.



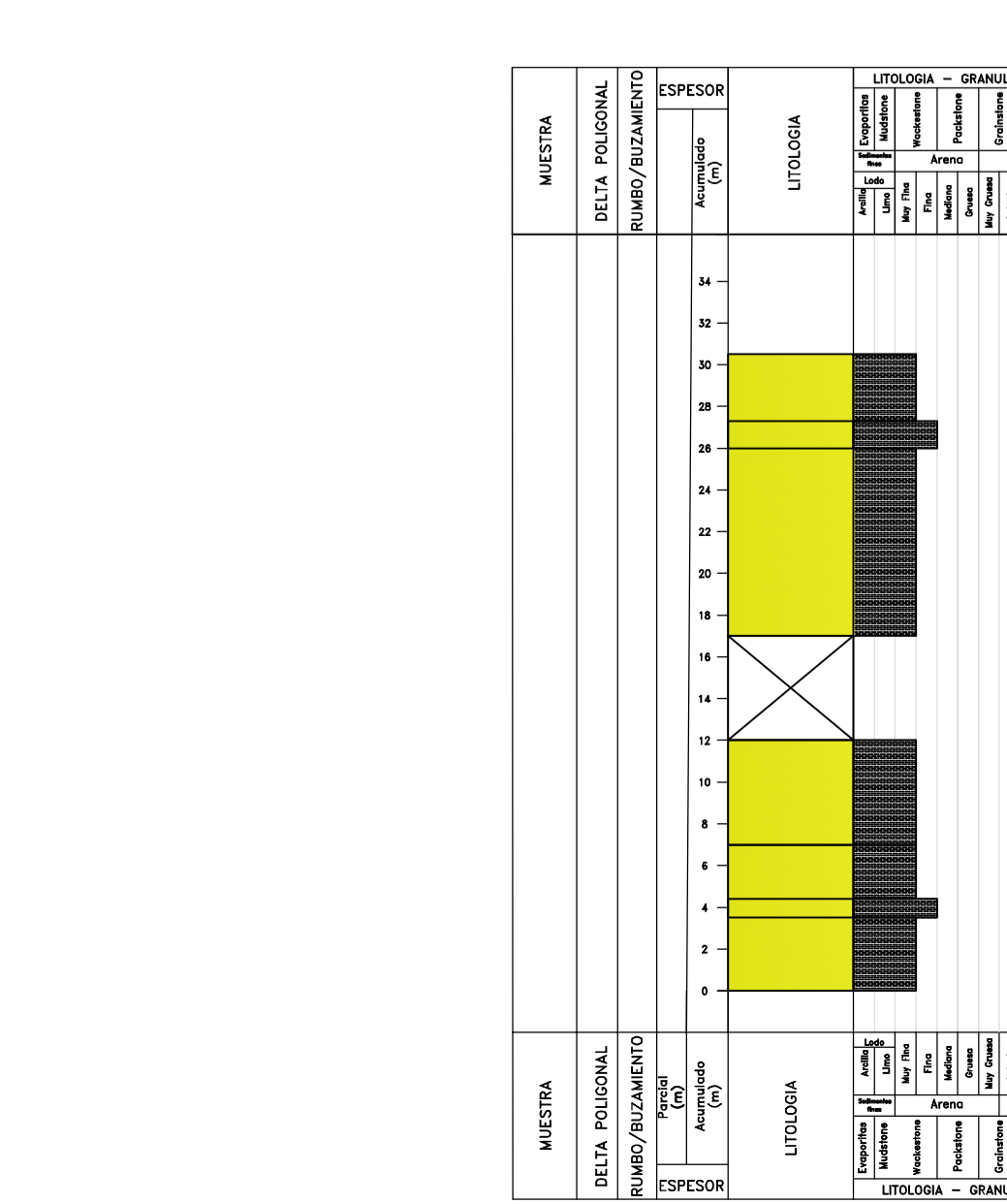
COLUMNA ESTRATIGRAFICA PARA LA FM ROSA BLANCA, SECTOR: CABECERA QUEBRADA RITOQUE.



COLUMNA ESTRATIGRAFICA PARA LA FM PAJA, SOBRE LA CARRETERA PRINCIPAL VIA TUNJA-PEAJE SACHICA, SECTOR: ALTO DEL ARRAYAN

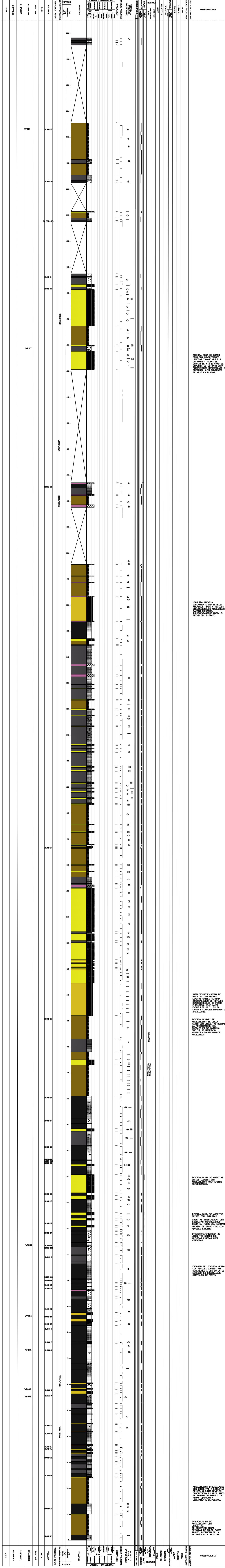


COLUMNA ESTRATIGRAFICA PARA LA FM ARCABUCO, SECTOR: PIE DE MONTE CERRO SAN MARCOS .



Anexo 2.3

Columna estratigráfica de la Formación Paja



Anexo 2.4

Columna estratigráfica de las formaciones San Gil y Churuvita

Anexo 2.5

Columna estratigráfica de las formaciones Churuvita, San Rafael y Conejo

Anexo 2.6

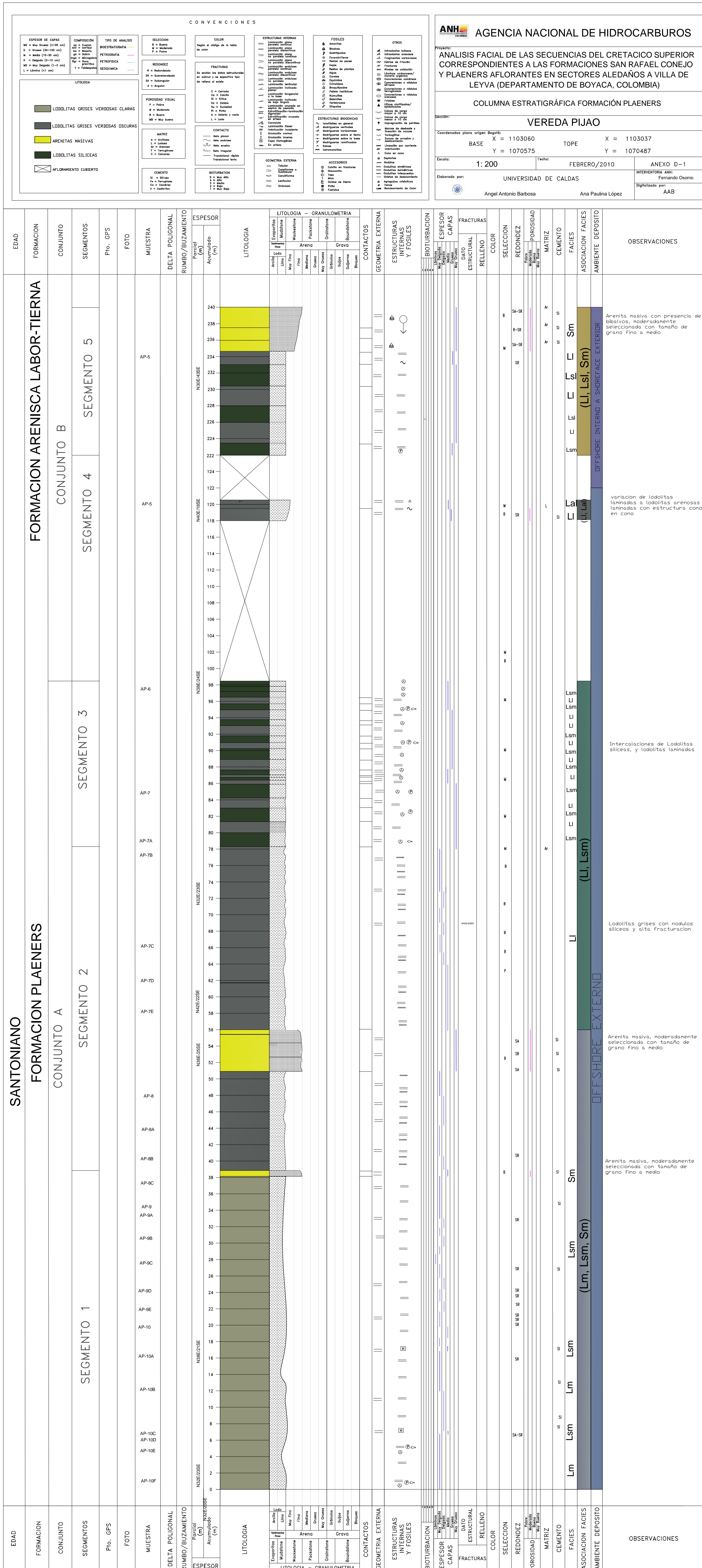
Columna estratigráfica del Miembro Cucaita

Anexo 2.7

Columna estratigráfica de la Formación Conejo, parte superior

Anexo 2.8

Columna estratigráfica de la Formación Plaeners



Anexo 4.1

Protocolo para el tratamiento y análisis de $^{87}Sr/^{86}Sr$



Sr Isotope Analytical Procedures
University of Washington
Dr. Bruce K. Nelson
January, 2010

All sample preparation, chemical purification and mass spectrometry are carried out in the Isotope Geochemistry Laboratory at the University of Washington.

1. Sample preparation:

Received samples were inspected by paleontologist Liz Nesbitt (curator, Burke Museum, Seattle, WA) to identify samples too altered to use, and for preliminary fossil identification.

Of the 51 samples provided, seven did not have fossil material adequate for sampling.

Samples were scrubbed under distilled water. Clean fossil surfaces were drilled by small dremmel drill to extract at least 15 mg of carbonate. Photographs of the sample before and after drilling were taken under binocular microscope.

2. Chemical processing:

All procedures use quartz-distilled acids and ultrapure deionized water, and are completed in HEPA-filtered clean lab conditions.

Samples were weighed to clean Teflon beakers in the clean chemistry laboratory.

To remove any contaminating clays or adsorbed Sr, samples were leached in 5 ml 1.0M acetic acid with ultrasonication at room temperature for 5 minutes.

The sample was centrifuged 10 mn and leach-acid decanted.

The sample was dissolved in 0.5N HCl. Any residue was removed by centrifugation (10 mn), and the dissolved sample pipetted to a clean Teflon beaker.

Initial sample purification was obtained by passing the sample through a column with 1.5 ml of AG-1-X8 ion exchange resin, using a 0.5N HCl.

Sr was purified by a single pass through ion-exchange columns using AG-50W-X8 resin and HCl elutions.

The Sr separate was dried down and redissolved in 2% HNO₃ for mass spectrometric analysis.

3. Mass Spectrometry:

Samples were analyzed on a Nu Instruments, multiple collector inductively-coupled-plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS). Aspiration of sample was via a desolvating nebulizer. Samples were run in duplicate.

Isotopic compositions are corrected for instrumental mass fractionation by using an exponential mass fractionation law with $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$, and were normalized to the international Sr isotope standard NBS-987 with $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71045$. Every two samples were bracketed by this standard.

As an independent check of accuracy, samples of the IAPSO international seawater standard were run periodically ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.709166$). Final Sr isotopic compositions are normalized to this value of modern seawater for comparison to the seawater Sr isotope evolution curve.

Rb interference at mass 87 was corrected by monitoring ^{85}Rb , and applying a correction based on the natural $^{87}Rb/^{85}Rb$ composition (0.3855), assuming the same fractionation law as calculated from measurement of $^{86}Sr/^{88}Sr$.

Kr interference at mass 86 was monitored by taking on-peak-zeros prior to each data collection routine.

Procedural blanks are less than 100 pg of Sr, insignificant in comparison to the sample sizes of many micrograms.

Overall precision is ± 35 ppm at two standard deviations.

Anexo 4.2

Resultados de los análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Sample	$^{87}Sr/^{86}Sr$		$^{87}Sr/^{86}Sr$
KS-1	0.70932		
KS-2	0.70909		
KS-3	0.70774		
KS-4	0.70809		
KS-5	0.70795		
KS-6		FOSSIL FRAGMENTS TOO SMALL	
KS-7	0.70817		
KS-8	0.70776		
KS-9		NO FOSSILS	
KS-10		NO FOSSILS	
KS-11	0.70743		
KS-12	0.70748		
KS-13	0.70777		
KS-14	0.70744		
KS-15	0.70751	KS-15 residue	0.70753
KS-16	0.71020	KS-16 duplicate	0.71021
KS-17	0.70775	KS-17 residue	0.70761
KS-18		NO FOSSILS	
KS-19		NO FOSSILS	
KS-20		NO FOSSILS	
KS-21	0.70900	KS-21 residue	0.70947
KS-22	0.70815		
KS-23	0.70796		
KS-24	0.70902		
KS-25	0.70837		
KS-26	0.70793		
KS-27		NO FOSSILS	
KS-28	0.70828		
KS-29	0.70787		
KS-30	0.70796		
KS-31	0.70864		
KS-32	0.70865		
KS-33	0.70879	KS-33 residue	0.70874
KS-34	0.70895		
KS-35	0.70842		
KS-36	0.70829		

KS-37	0.70937		
KS-38	0.70948		
KS-38B	0.70860		
KS-39	0.70815		
KS-40	0.70782		
KS-41	0.70772		
KS-42	0.70839		
KS-43	0.70890		
KS-44	0.70816		
KS-45	0.70792		
KS-46	0.70870		
KS-47	0.70866		
KS-48	0.70853		
KS-49	0.70793		
KS-50	0.70917	KS-50 residue	0.70907

Data have error of ± 30 ppm (2 sigma); Values are normalized to IAPSO seawater Sr standard value of 0.709166.

Samples were dissolved in 1M acetic acid; "residues" represent the part of the residue from the acetic acid step that is soluble in 4N HCl.

"Duplicate" represents same sample analyzed twice; value agrees to within 14 ppm.

Six samples had no or too few fossil fragments to allow for reliable sampling.

Anexo 4.3

Posición estratigráfica (en m. por encima de la base) de las muestras analizadas y el valor de medida de cada uno de los parámetros estudiados

Posición estratigráfica de las muestras analizadas para $^{87}Sr/^{86}Sr$ y valores medidos

	Número original	Muestra Sr	Formación	Espesor total (Base Rosablanca)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	BL-006-7	Ks-23	Rosablanca	1	0.70796
2	BL-006-8	Ks-24	Rosablanca	2	0.70902
3	BL-006-9	Ks-25	Rosablanca	4	0.70837
4	BL-009-6	Ks-30	Rosablanca	4	0.70796
5	BL-009-7	Ks-31	Rosablanca	5	0.70864
6	BL-005-3	Ks-16	Rosablanca	14	0.71020
7	BL-009-3	Ks-29	Rosablanca	16	0.70787
8	BL-009-2	Ks-28	Rosablanca	17	0.70828
9	BL-006-1	Ks-17	Rosablanca	18	0.70775
10	BL-009-1	Ks-27	Rosablanca	18	
11	BL-006-6	Ks-22	Rosablanca	19	0.70815
12	BL-006-2	Ks-18	Rosablanca	21	
13	BL-006-3	Ks-19	Rosablanca	22	
14	BL-006-4	Ks-20	Rosablanca	24	
15	BL-006-5	Ks-21	Rosablanca	25	0.70900
16	BL-002-3	Ks-04	Ritoque I	64	0.70809
17	BL-002-4	Ks-05	Ritoque I	67	0.70795
18	BL-002-5	Ks-06	Ritoque I	74	
19	BL-003-2	Ks-09	Ritoque	86	
20	BL-003-2.1	Ks-10	Ritoque	87	
21	BL-003-6	Ks-11	Ritoque	90	0.70743
22	BL-003-7	Ks-12	Ritoque	92	0.70748
23	BL-002-8	Ks-07	Ritoque I	95	0.70817
24	BL-002-8.1	Ks-08	Ritoque I	96	0.70776
25	BL-007-5	Ks-26	Ritoque	157	0.70793
26	BL-004-3	Ks-13	Paja S	739	0.70777
27	BL-004-8	Ks-14	Paja S	758	0.70744
28	BL-004-8.1	Ks-15	Paja S	759	0.70751
29	GPS-148	Ks-50	Paja S	842	0.70917
30	BL-001-2	Ks-03	San Gil	1108	0.70774
31	BL-000	Ks-01	San Gil	1130	0.70932

32	BL-000-1	Ks-02	San Gil	1135	0.70909
33	CJ-4.11	Ks-47	Churuvita	1529	0.70866
34	CJ-4.10	Ks-46	Churuvita	1604	0.70870
35	CJ-4.9	Ks-45	Churuvita	1609	0.70792
36	CJ-4.8	Ks-44	Churuvita	1618	0.70816
37	CJ-4.7	Ks-43	Churuvita	1631	0.70890
38	CJ-4.6	Ks-42	Churuvita	1635	0.70839
39	CJ-4.5	Ks-41	Churuvita	1644	0.70772
40	CJ-4.4	Ks-40	Churuvita	1646	0.70782
41	CJ-3.8	Ks-39	Churuvita	1701	0.70815
42	CJ-3.5	Ks-38b	Churuvita	1729	0.70860
43	CJ-3.4	Ks-38	Churuvita	1736	0.70948
44	CJ-3.2	Ks-37	Churuvita	1748	0.70937
45	CJ-2.9	Ks-36	Churuvita	1792	0.70829
46	CJ-2.8	Ks-35	Churuvita	1798	0.70842
47	CJ-2.7	Ks-34	Churuvita	1805	0.70895
48	CJ-2.6	Ks-33	Churuvita	1808	0.70879
49	CJ-2.5	Ks-32	Churuvita	1810	0.70865
50	Ap-18E	Ks-49	Conejo M	2288	0.70793
51	Ap-17H	Ks-48	Conejo M	2311	0.70853

Posición estratigráfica de las muestras analizadas para $\delta^{13}C$ y valores medidos

	Número original	Muestra C12	Formación	Espesor total (Base Rosablanca)	Delta ^{13}C
1	BL 005-1	KC-012	Rosablanca	10	-24.98
2	BL 005-4	KC-013	Rosablanca	12	-25.29
3	BL 005-5	KC-014	Rosablanca	15	-25.01
4	BL 002-1	KC-002	Ritoque	60	-25.19
5	BL 002-2	KC-003	Ritoque	62.5	-24.97
6	BL 002-6	KC-004	Ritoque	71.5	-24.78
7	BL 003-1	KC-005b	Ritoque	85	-25.47
8	BL 003-3	KC-005	Ritoque	87	-25.52
9	BL 003-5	KC-006	Ritoque	89	-25.46
10	BL 003-8	KC-006b	Ritoque	93	-25.86
11	BL 003-	KC-007b	Ritoque	101.5	-25.27

	10				
12	BL 003-11	KC-007	Ritoque	102.5	-25.68
13	BL 007-10	KC-023	Ritoque S	146.5	-24.09
14	BL 007-9	KC-022	Ritoque S	149	-24.43
15	BL 007-8	KC-021	Ritoque S	152	-24.31
16	BL 007-7	KC-020	Ritoque S	155	-23.89
17	BL 007-6	KC-019	Paja I	158.5	-24.45
18	BL 008-31	KC-058	Paja I	160	-24.61
19	BL 007-4	KC-018	Paja I	162.5	-24.42
20	BL 007-3,1	KC-017	Paja I	163.5	-24.03
21	BL 007-3	KC-017b	Paja I	165.5	-23.96
22	BL 007-2	KC-016	Paja I	166.5	-23.69
23	BL 008-32	KC-059	Paja I	167	-24.02
24	BL 007-1	KC-015	Paja I	169.5	-24.19
25	BL 008-0	KC-024	Paja I	171	-24.53
26	BL 008-1	KC-025	Paja I	172	-24.17
27	BL 008-2	KC-026	Paja I	176.5	-24.52
28	BL 008-3	KC-027	Paja I	180	-24.26
29	BL 008-4	KC-028	Paja I	191	-25.11
30	BL 008-5	KC-029	Paja I	193.5	-24.91
31	BL 008-6	KC-030	Paja I	208.5	-24.96
32	BL 008-7	KC-031	Paja I	212	-25.24
33	BL 008-8	KC-032	Paja I	217	-25.20
34	BL 008-9	KC-033	Paja I	218.5	-24.43
35	BL 008-10	KC-034	Paja I	222	-24.42
36	BL 008-11	KC-035	Paja I	224.5	-24.52
37	BL 008-12	KC-036	Paja I	232	-24.67
38	BL 008-13	KC-037	Paja I	233.5	-24.66
39	BL 008-14	KC-038	Paja I	235.5	-24.41
40	BL 008-14,1	KC-039	Paja I	236.5	-23.82

41	BL 008-15	KC-040	Paja I	244.5	-25.16
42	BL 008-15,1	KC-041	Paja I	248	-24.86
43	BL 008-16	KC-042	Paja I	248.5	-24.77
44	BL 008-17	KC-043	Paja I	254	-24.85
45	BL 008-18	KC-044	Paja I	257.5	-25.17
46	BL 008-19	KC-045	Paja I	266	-24.98
47	BL 008-20	KC-046	Paja I	268.5	-24.59
48	BL 008-29	KC-056	Paja I	280.5	-25.05
49	BL 008-21	KC-047	Paja I	281	-24.58
50	BL 008-21,1	KC-048	Paja I	281.5	-24.45
51	BL 008-22	KC-049	Paja I	282	-24.68
52	BL 008-23	KC-050	Paja I	286.5	-25.33
53	BL 008-30	KC-057	Paja I	291	-24.15
54	BL 008-24	KC-051	Paja I	297	-25.63
55	BL 008-25	KC-052	Paja I	305.5	-25.05
56	BL 008-26	KC-053	Paja I	336	-24.74
57	BL 008-27	KC-054	Paja M	402	-24.83
58	BL 008-28	KC-055	Paja M	541	-23.18
59	BL 008-33	KC-060	Paja M	617	-24.91
60	BL 008-34	KC-061	Paja M	621.5	-23.96
61	BL 008-35	KC-062	Paja M	643	-22.03

62	BL 008-36	KC-063	Paja M	658	-24.10
63	BL 008-37	KC-064	Paja M	678	-24.64
64	BL 004-1	KC-008	Paja S.	736	-24.40
65	BL 004-4	KC-009	Paja S.	740	-24.61
66	BL 004-5	KC-010	Paja S.	748	-24.76
67	BL 004-7	KC-011	Paja S.	755	-25.18
68	CJ 12-6	KC-095	Paja S.	833	-23.47
69	CJ 12-5	KC-094	San Gil	909	-23.39
70	CJ 12-4	KC-093	San Gil	934	-23.49
71	CJ 12-3	KC-092	San Gil	1039	-23.29
72	CJ 12-2	KC-091	San Gil	1079	-23.48
73	CJ 12-1	KC-090	San Gil	1085	-23.21
74	BL 001-1	KC-001	San Gil	1108	-23.39
75	CJ 11-14	KC-089	San Gil	1227	-22.62
76	CJ 11-13	KC-088	San Gil	1248	-23.44
77	CJ 11-12	KC-087	San Gil	1256.5	-22.75
78	CJ 11-11	KC-086	San Gil	1262.5	-22.62
79	CJ 11-10	KC-085	San Gil	1281.5	-23.29
80	CJ 11-9	KC-084	San Gil	1292.5	
81	CJ 11-8	KC-083	San Gil	1299.5	-23.30
82	CJ 11-7	KC-082	San Gil	1301.5	-23.62
83	CJ 11-3	KC-081	San Gil	1335.5	-23.18
84	CJ 11-2	KC-080	San Gil	1346	-24.16
85	CJ 11-1	KC-079	San Gil	1357	-23.84
86	CJ 10-3	KC-078	San Gil	1374	-24.45
87	CJ 10-2	KC-077	San Gil	1382	-24.21
88	CJ 10-1	KC-076	San Gil	1390	-24.39
89	CJ 8-1	KC-075	San Gil	1419	-24.03
90	CJ 7-9	KC-074	San Gil	1430.5	-25.21
91	CJ 7-8	KC-073	San Gil	1433	-25.25
92	CJ 7-6	KC-072	San Gil	1438	-25.18
93	CJ 7-4	KC-071	San Gil	1440.5	-25.17
94	CJ 7-2	KC-070	San Gil	1443	-25.43
95	CJ 7-1	KC-069	San Gil	1451.5	-25.91
96	CJ 6-2	KC-068	San Gil	1460.5	-26.93
97	CJ 6-1	KC-067	San Gil	1475	-26.81
98	CJ 4-2	KC-066	Churuvita	1681	-25.63
99	CJ 3-7	KC-065	Churuvita	1719	-26.73

100	AP-19	KC-101	San Rafael	1762	-23.45
101	GPS-176	KC-097	San Rafael	1772	-24.98
102	AP-19d	KC-102	San Rafael	1784	-24.82
103	AP-19f	KC-103	San Rafael	1794	-24.47
104	AP-20	KC-104	San Rafael	1801	-25.53
105	AP-21a	KC-143	Conejo I	1802	-25.51
106	AP-23	KC-144	Conejo I	1803	-25.39
107	AP-20a	KC-105	Conejo I	1808	-25.76
108	AP-20b	KC-106	Conejo I	1811	-25.98
109	AP-21	KC-107	Conejo I	1814	-25.42
110	AP-23c	KC-145	Conejo I	1820	-25.85
111	AP-23d	KC-146	Conejo I	1828	-25.67
112	AP-21c	KC-108	Conejo I	1829	-25.21
113	AP-21d	KC-109	Conejo I	1832	-24.66
114	AP-21e	KC-110	Conejo I	1833	-24.57
115	AP-23f	KC-147	Conejo I	1833	-25.95
116	AP-21h	KC-111	Conejo I	1839	-24.49
117	AP-21i	KC-112	Conejo I	1841	-24.46
118	AP-21j	KC-113	Conejo I	1845	-24.51
119	AP-23i	KC-148	Conejo I	1880	-25.78
120	AP-22	KC-114	Conejo I	1889	-25.13
121	AP-22a	KC-115	Conejo I	1892	-25.30
122	AP-18c	KC-142	Conejo M	1897	-26.62
123	GPS-191	KC-096	Conejo M	1902	-26.81
124	AP-18a	KC-141	Conejo M	1903	-25.78
125	AP-18	KC-140	Conejo M	1905	-25.42
126	AP-17h	KC-139	Conejo M	1913	-25.76
127	AP-17e	KC-138	Conejo M	1921	-26.99
128	AP-17c	KC-137b	Conejo M	1925	-26.62
129	AP-17b	KC-137	Conejo M	1927	-26.88
130	AP-17	KC-136	Conejo M	1942	-25.48
131	AP-16c	KC-135	Conejo S	1994	-25.42
132	Ap-16b	KC-134b	Conejo S	1996.5	-25.08
133	AP-16a	KC-134	Conejo S	1997	-25.34
134	AP-16	KC-133	Conejo S	1997.5	-25.45
135	GPS-201b	KC-098	Conejo S	2002	-25.79
136	GPS-202	KC-099	Conejo S	2031	-25.23
137	AP-14a	KC-132	Conejo S	2033.5	-25.63
138	AP-14	KC-131	Conejo S	2034	-25.82
139	GPS-205b	KC-100	Conejo S	2040	-25.77

140	AP-12	KC-127	Conejo S	2067	-25.52
141	AP-12a	KC-128	Conejo S	2067	-26.27
142	AP-12b	KC-128b	Conejo S	2068	-25.55
143	AP-12e	KC-129	Conejo S	2068.5	-25.76
144	AP-13	KC-130	Conejo S	2069	-25.25
145	AP-11	KC-126	Conejo S	2142	-25.36
146	AP-10e	KC-125	Plaeners	2184	-26.73
147	AP-7e	KC-153	Plaeners	2186	-26.41
148	AP-10b	KC-124	Plaeners	2189	-26.65
149	AP-7c	KC-152	Plaeners	2190	-25.90
150	AP-10	KC-123	Plaeners	2193	-25.79
151	AP-9e	KC-122	Plaeners	2194	-26.34
152	AP-9b	KC-121	Plaeners	2199	-25.01
153	AP-9a	KC-120	Plaeners	2201	-25.65
154	AP-9	KC-119	Plaeners	2202	-26.32
155	AP-8b	KC-118	Plaeners	2204	-25.63
156	AP-7b	KC-151	Plaeners	2205	-26.38
157	AP-8a	KC-117	Plaeners	2206	-26.47
158	AP-7a	KC-150	Plaeners	2206	-27.63
159	AP-8	KC-116	Plaeners	2208	-25.96
160	AP-7	KC-149	Plaeners	2212	-26.97

Posición estratigráfica de las muestras analizadas para reflectancia de la vitrinita y valores medidos

	NÚMERO ORIGINAL	MUESTRA %Ro	Espesor total (Base Rosablanca)	FORMACIÓN	%Ro
1	BL-008-19	KCV-161	266	Paja I	0.49
2	CJ-10-2	KCV-077	1382	San Gil	0.42
3	CJ-7-8	KCV-073	1433	San Gil	0.47
4	CJ-3-7	KCV-065	1719	Churuvita	0.46
5	GPS-176	KCV-097	2172	San Rafael	0.41
6	Ap-19-d	KCV-169	2188	San Rafael	0.4

7	Ap-1	KCV-162	2219	Conejo I	0.68
8	Ap-3	KCV-164	2250	Conejo I	0.67
9	Ap-2	KCV-163	2253	Conejo I	0.66
10	Ap-10-a	KCV-165	2290	Conejo I	0.66
11	Ap-18-d	KCV-168	2296	Conejo M	0.46
12	Ap-10	KCV-167	2305	Conejo M	0.61
13	Ap-17-c	KCV-139b	2325	Conejo M	0.45
14	GPS-201b	KCV-098	2402	Conejo S	0.44
15	GPS-205b	KCV-100	2440	Conejo S	0.46
16	Ap-12-e	KCV-084	2468.5	Conejo S	0.36
17	Ap-10-f	KCV-166	2580	Plaeners	0.54
18	Ap-6	KCV-164b	2625		0.63

Anexo 5.1

Resultados de los análisis de $\delta^{13}\text{C}$

MUESTRA	d 13C (VPDB)	Std	n
KC-01	-23.39	0.05	3
KC-002	-25.19		
KC-003	-24.97		
C-004	-24.78		
KC-005	-25.52		
KC-005B	-25.47		
KC-006	-25.46	0.24	2
KC-006B	-25.86	0.37	2
KC-007	-25.68	0.34	2
KC-007B	-25.27		
KC-008	-24.40		
KC-009	-24.61		
KC-010	-24.76		
KC-011	-25.18		
KC-012	-24.98	0.33	2
KC-013	-25.29		
KC-014	-25.01		
KC-015	-24.19		
KC-016	-23.69	0.49	2
KC-017	-24.03		
KC-017B	-23.96		
KC-018	-24.42	0.09	2
KC-019	-24.45	0.07	2
KC-020	-23.89	0.14	2
KC-021	-24.31	0.07	2
KC-022	-24.43	0.06	2
KC-023	-24.09		
KC-024	-24.53		
KC-025	-24.17		
KC-026	-24.52		
KC-027	-24.26		
KC-028	-25.11		
KC-029	-24.91		
KC-030	-24.96	0.04	2
KC-031	-25.24	0.19	2

KC-032	-25.20		
KC-033	-24.43		
KC-034	-24.42		
KC-035	-24.52		
KC-036	-24.67	0.21	2
KC-037	-24.66		
KC-038	-24.41		
KC-039	-23.82		
KC-040	-25.16		
KC-041	-24.86	0.05	2
KC-042	-24.77	0.20	2
KC-043	-24.85	0.16	2
KC-044	-25.17		
KC-045	-24.98		
KC-046	-24.59		
KC-047	-24.58		
KC-048	-24.45	0.12	2
KC-049	-24.68		
KC-050	-25.33	0.09	2
KC-051	-25.63		
KC-052	-25.05		
KC-053	-24.74	0.18	2
KC-054	-24.83		
KC-055	-23.18	0.19	2
KC-056	-25.05		
KC-057	-24.15		
KC-058	-24.61		
KC-059	-24.02		
KC-060	-24.91	0.11	2
KC-061	-23.96		
KC-062	-22.03	0.00	2
KC-063	-24.15		
KC-063	-24.10	0.08	2
KC-064	-24.64		
KC-065	-26.73	0.09	2
KC-066	-25.68		
KC-066	-25.63	0.08	2
KC-067	-26.81		
KC-068	-26.93		

KC-069	-25.91		
KC-070	-25.43		
KC-071	-25.17		
KC-072	-25.18		
KC-073	-25.25	0.02	2
KC-074	-25.21	0.21	2
KC-075	-24.03		
KC-076	-24.39		
KC-077	-24.21	0.02	2
KC-078	-24.45		
KC-079	-23.84		
KC-080	-24.16		
KC-081	-23.18	0.10	2
KC-082	-23.62		
KC-083	-23.30		
KC-085	-23.29	0.01	2
KC-086	-22.62		
KC-087	-22.75		
KC-088	-23.44		
KC-089	-22.62		
KC-090	-23.21		
KC-091	-23.48		
KC-092	-23.29		
KC-093	-23.49		
KC-094	-23.39	0.05	2
KC-095	-23.32		
KC-095	-23.47	0.21	2
KC-096	-26.81		
KC-097	-24.98	0.20	2
KC-098	-25.79		
KC-099	-25.23		
KC-100	-25.77		
KC-101	-23.45		
KC-102	-24.82		
KC-103	-24.47		
KC-104	-25.53		
KC-105	-25.76		
KC-106	-25.98	0.11	2
KC-107	-25.42		

**ESTUDIO DE ISÓTOPOS DE CARBONO ($\delta^{13}C$) Y ESTRONCIO
 ($^{87}Sr/^{86}Sr$) EN LOS DEPÓSITOS CRETÁCEOS-TERCIARIOS
 DE LA CORDILLERA ORIENTAL**

KC-108	-25.21	0.12	2
KC-109	-24.66		
KC-110	-24.57		
KC-111	-24.49	0.14	2
KC-112	-24.43		
KC-112	-24.46	0.03	2
KC-113	-24.51		
KC-114	-25.13		
KC-115	-25.30		
KC-116	-25.96	0.31	2
KC-117	-26.47	0.42	2
KC-118	-25.63		
KC-119	-26.32	0.15	2
KC-120	-25.65		
KC-121	-25.01		
KC-122	-26.34		
KC-123	-25.79		
KC-124	-26.65	0.00	2
KC-125	-26.73		
KC-126	-25.36		
KC-127	-25.52		
KC-128	-26.27		
KC-128B	-25.55		
KC-129	-25.76		
KC-130	-25.25		
KC-131	-25.82		
KC-132	-25.63		
KC-133	-25.45	0.07	7
KC-134B	-25.08	0.36	2
KC-135	-25.42	0.03	2
KC-136	-25.48	0.15	4
KC-137	-26.88	0.22	2
KC-137B	-26.62	0.21	2
KC-138	-26.99		
KC-139	-25.76	0.00	2
KC-140	-25.42		
KC-141	-25.78		
KC-142	-26.62		
KC-143	-25.51	0.03	2

**ESTUDIO DE ISÓTOPOS DE CARBONO ($\delta^{13}C$) Y ESTRONCIO
($^{87}Sr/^{86}Sr$) EN LOS DEPÓSITOS CRETÁCEOS-TERCIARIOS
DE LA CORDILLERA ORIENTAL**



KC-144	-25.39	0.10	7
KC-145	-25.85	0.00	2
KC-146	-25.67		
KC-147	-25.95		
KC-148	-25.78		
KC-149	-26.97		
KC-150	-27.63	0.25	2
KC-151	-26.38	0.22	3
KC-152	-25.90	0.03	2
KC-153	-26.41		

Std = Desviación estándar

n = número de ensayos por muestra

Anexo 6.1

Resultados de los análisis de reflectancia de la vitrinita

CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE CARBONES

Elaborado por: Ing. Geólogo MSc(c) Oscar Javier Jaramillo R.

Revisado por: Ph.D Astrid Blandón M.



Laboratorio de Petrografía de Carbones

labcarbon@unalmed.edu.co

Teléfonos: 4255235 - 4255238

GRUPO DE ESTUDIO DE LA MATERIA ORGANICA SEDIMENTARIA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

FACULTAD DE MINAS

ESCUELA DE MATERIALES

MEDELLÍN

2009

1. OBJETIVO GENERAL

Caracterizar petrográficamente 40 muestras de rocas sedimentarias suministradas por la Universidad de Caldas, entre las cuales se encuentran carbones, lodolitas, lutitas, limolitas y calizas.

1.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Hacer las mediciones de reflectancia.
- Hacer observaciones sobre lo encontrado en cada muestra.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Para el presente trabajo la Universidad de Caldas de la ciudad de Manizales – Colombia, suministró 40 muestras marcadas y rotuladas a las cuales se les asignó en el laboratorio de carbones un número interno de la siguiente manera:

MUESTRA	CODIGO ASIGNADO	TIPO DE MUESTRA
KCV-065	090304	Lodolita
KCV-068	090305	Lutita
KCV-073	090306	Lutita
KCV-074	090307	Lutita
KCV-077	090308	Lutita
KCV-078	090309	Lutita
KCV-084	090343	Lodolita
KCV-096	090310	Lodolita
KCV-097	090311	Lutita
KCV-098	090312	Lodolita
KCV-099	090313	Limolita
KCV-100	090314	Lodolita
KCV-101B	090315	Lodolita
KCV-139B	090316	Lodolita
KCV-161	090317	Limolita
KCV-162	090318	Carbón
KCV-163	090319	Carbón
KCV-164	090320	Carbón
KCV-164B	090321	Caliza
KCV-165	090322	Caliza
KCV-166	090323	Caliza

KCV-167	090324	Caliza
KCV-168	090325	Caliza
KCV-169	090326	Lodolita
KCV-170	090327	Lodolita
KCV-171	090328	Lodolita
KCV-172	090329	Lodolita
KCV-173	090330	Lodolita
KCV-174	090331	Lodolita
KCV-175	090332	Lodolita
KCV-176	090333	Lutita
KCV-177	090334	Lodolita
KCV-178	090335	Limolita
KCV-179	090336	Limolita
KCV-180	090337	Limolita
KCV-181	090338	Lodolita
KCV-182	090339	Limolita
KCV-183	090340	Lodolita
KCV-185	090341	Lodolita
KCV-187	090342	Lodolita

La metodología utilizada para su preparación y caracterización petrográfica esta basada en las normas ASTM D2794-04, ASTM D2798-06, ASTM D2799-05A. ISO 7404-1, ISO 7404-3, ISO 7404-5.

La separación de la materia orgánica se llevó a cabo con base en el procedimiento fisico implementado por el laboratorio de carbones para estos casos.

3. RESULTADOS.

3.1 MEDIDAS DE REFLECTANCIA R_o .

La separación de la materia orgánica de la materia mineral en todas las muestra no fue posible, ello debido a su poca cantidad. A continuación se muestran los resultados obtenidos de las medidas de reflectancia de las muestras de carbón y de las que se logró separar:

MUESTRA	CODIGO ASIGNADO	R_o
KCV-065	090304	0.46
KCV-073	090306	0.47
KCV-077	090308	0.42
KCV-084	090343	0.36
KCV-097	090311	0.41
KCV-098	090312	0.44
KCV-100	090314	0.46
KCV-139B	090316	0.45
KCV-161	090317	0.49
KCV-162	090318	0.68
KCV-163	090319	0.66
KCV-164	090320	0.67
KCV-164B	090321	0.63
KCV-165	090322	0.66
KCV-166	090323	0.54
KCV-167	090324	0.61
KCV-168	090325	0.46
KCV-169	090326	0.40

3.2 COMENTARIOS

3.2.1. Muestra KCV-065 (090304)

A esta muestra fue necesario hacerle separación de la materia orgánica de la materia mineral por medio de líquidos densos. En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica.

Al hacerse la separación se observó que los granos de vitrinitas están agrietados figura 2 y corresponden a colotelinita, colodetrinita y telinita. Las liptinitas corresponden a esporinitas figuras 2 y 3, resinitas figuras 1 y 2, cutinitas y exsudados. Lo observado nos indica que el kerógeno predominate es tipo II.

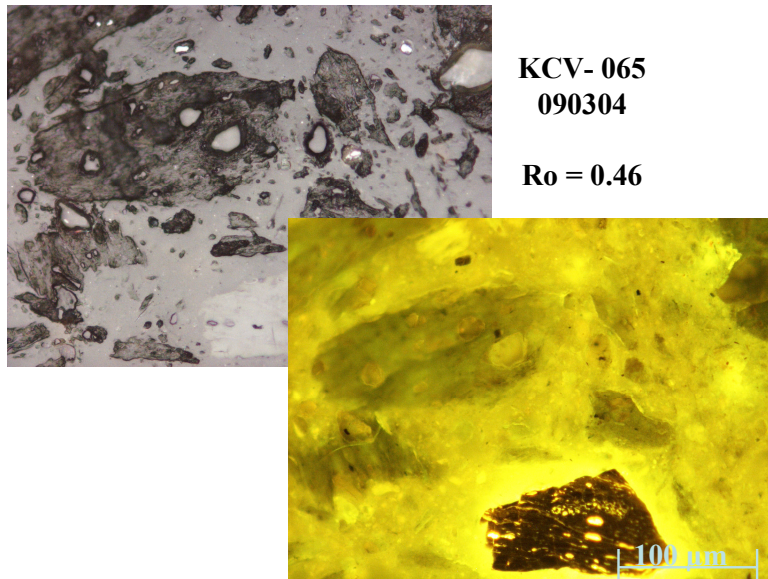


Figura 1. Muestra KCV-065 (090304)

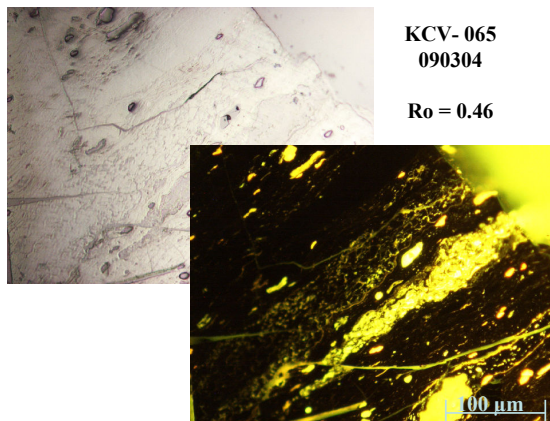


Figura 2. Muestra KCV-065 (090304)

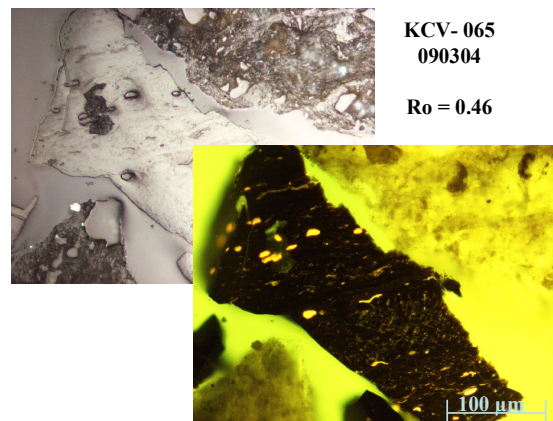
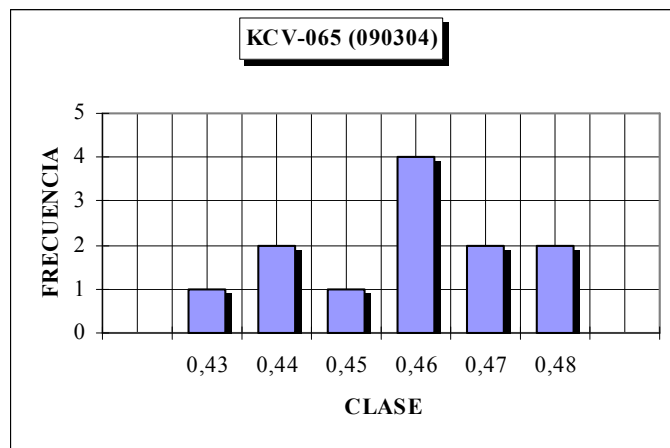


Figura 3. Muestra KCV-065 (090304)

La Figura 4 muestra el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-065 (090304).



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.46	0.02	3.46	0.48	0.43	12

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-065 (090304)

3.2.2. Muestra KCV-073 (090306)

A esta muestra se le hizo separación de la materia orgánica por medio de líquidos densos. En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica.

La separación nos muestra granos de vitrinita que corresponden a colotelinita y colodetrinita figuras 2 y 3, también se observó telinita. Las liptinitas corresponden a esporinitas, resinitas y exsudados figuras 2 y 3. Se observaron igualmente algunas inertinitas tales como funginitas con exsudados en su interior figuras 2 y 3. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II.

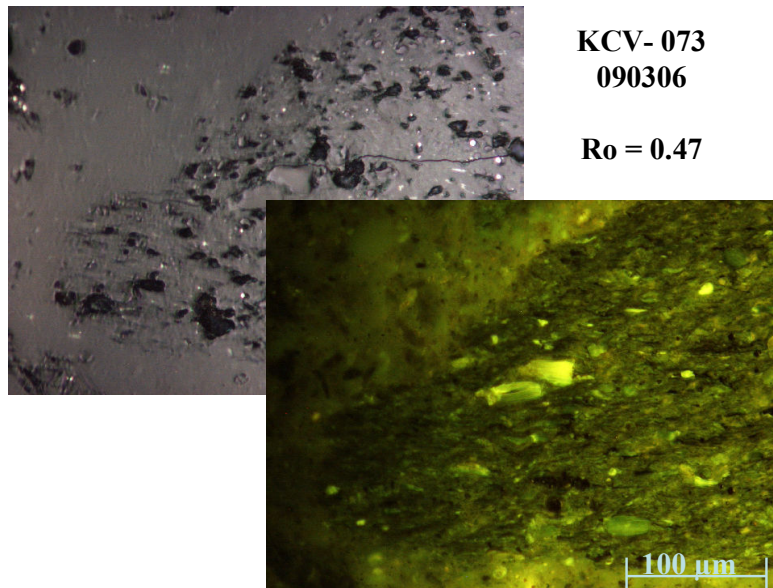


Figura 1. Muestra KCV-073 (090306)

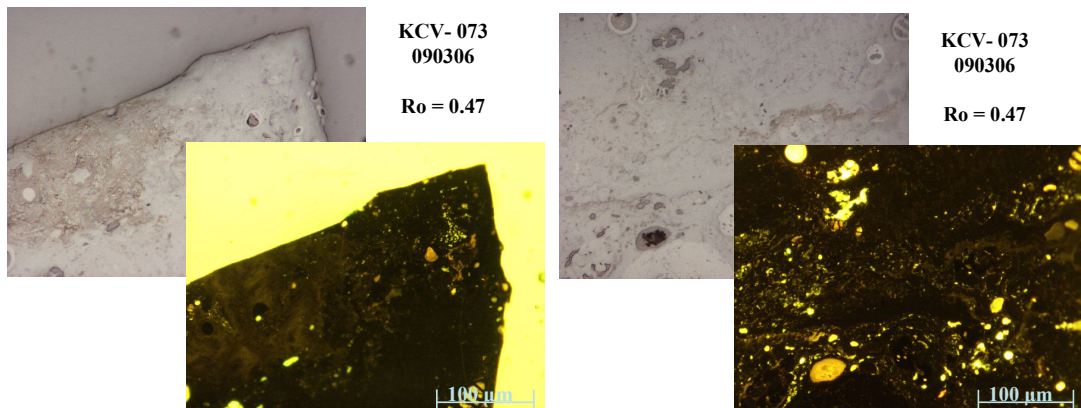
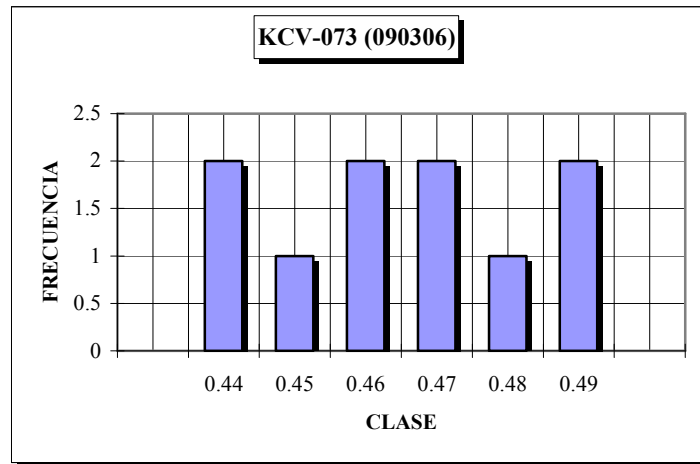


Figura 2. Muestra KCV-073 (090306)

Figura 3. Muestra KCV-073 (090306)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-073 (090306)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.47	0.02	3.96	0.44	0.49	10

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-073 (090306)

3.2.3. Muestra KCV-077 (090308)

La materia orgánica en esta muestra se encuentra mezclada con la materia mineral figura 1, al llevarse a cabo su separación se observa que la vitrinita la representan la telinita, colotelinita y la colodetrinita figura 2 y 3. Las liptinitas son predominantemente las resinitas oil, cutinitas y las esporinitas figuras 2 y 3. Las inertinitas son relativamente pocas.

Las observaciones al microscopio nos indican que en esta muestra predomina el kerogeno tipo II.

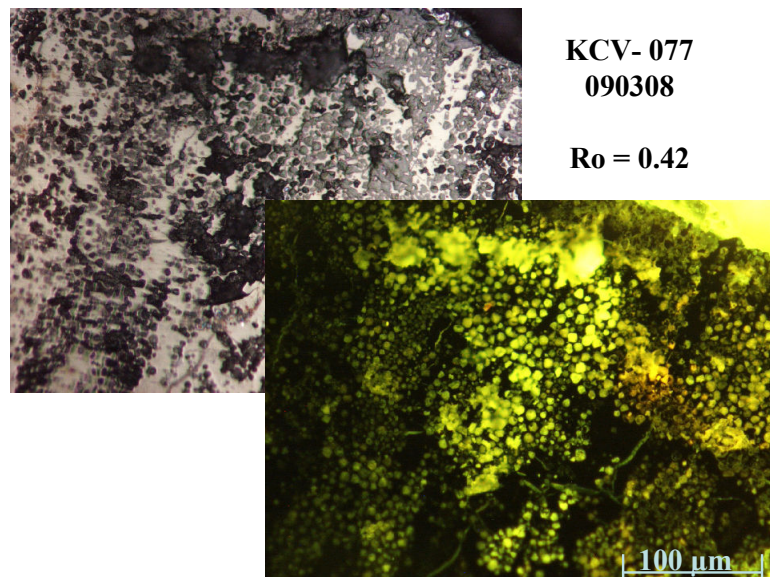


Figura 1. Muestra KCV-077 (090308)

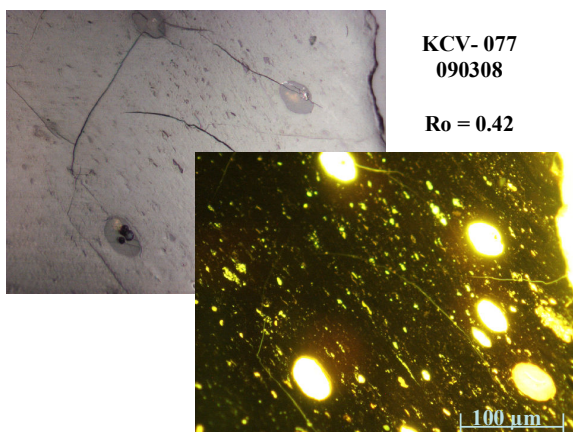


Figura 2. Muestra KCV-077 (090308)

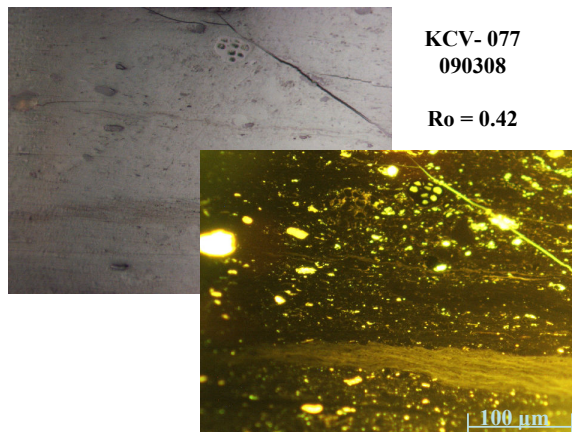
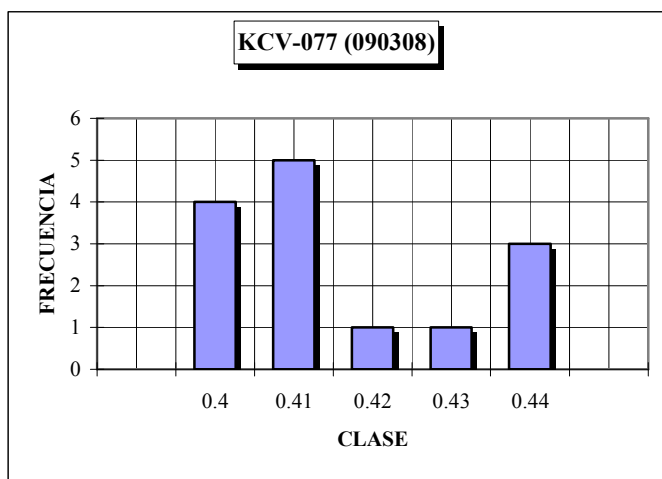


Figura 3. Muestra KCV-077 (090308)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-077 (090308)



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.42	0.02	3.74	0.44	0.4	14

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-077 (090308)

3.2.4. Muestra KCV-097 (090311)

La separación de la materia orgánica en esta muestra se dificultó y solo se recuperaron 4 granos de los cuales se pudo hacer mediciones en dos de ellos. La materia orgánica está íntimamente ligada a la materia mineral figuras 1 y 3. En lo recuperado se observó vitrinita representada por telinita, colotelinita y colodetrinita figura 2. Las liptinitas son principalmente esporinitas y resinitas; las inertinitas no se lograron identificar.

El kerógeno predominante en esta muestra es tipo II.

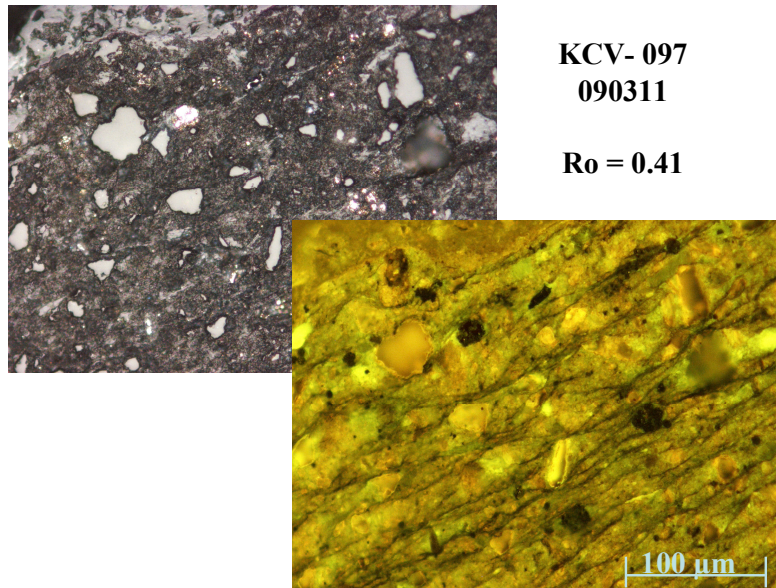


Figura 1. Muestra KCV-097 (090311)

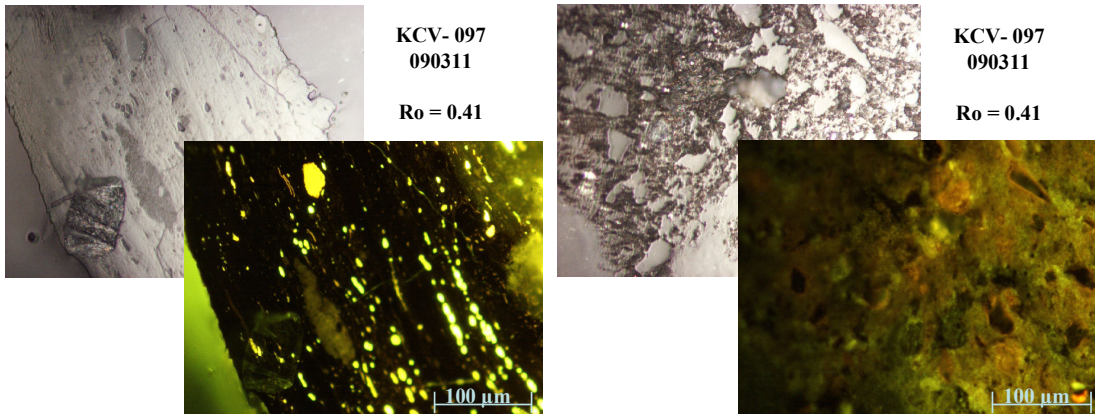
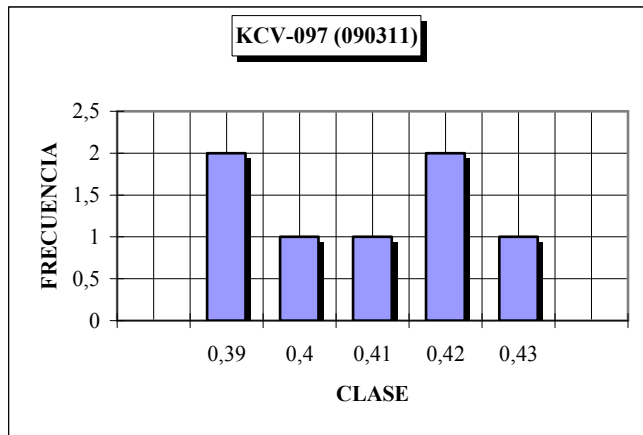


Figura 2. Muestra KCV-097 (090311)

Figura 3. Muestra KCV-097

La Figura 4 presenta el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-097 (090311)



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.41	0.02	3.85	0.43	0.39	7

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-097 (090311)

3.2.5. Muestra KCV-100 (090314)

La muestra original muestra la materia orgánica mezclada con la materia mineral figura 1, sin embargo en su separación se observó que las vitrinitas estaban agrietadas figura 2 y 3, la cual corresponde a telinita, corpogelinita, colotelinita y colodetrinita figuras 2 y 3. Las liptinitas son esporinitas, exsudados y resinitas oil figura 2, Las inertinitas son pocas y la mayoría son funginitas. El kerogeno es tipo II.

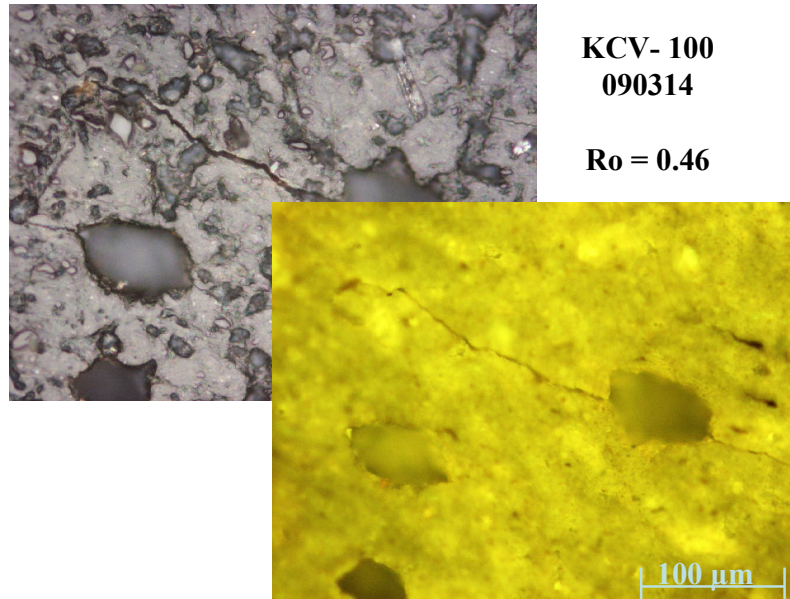


Figura 1. Muestra KCV-100 (090314)

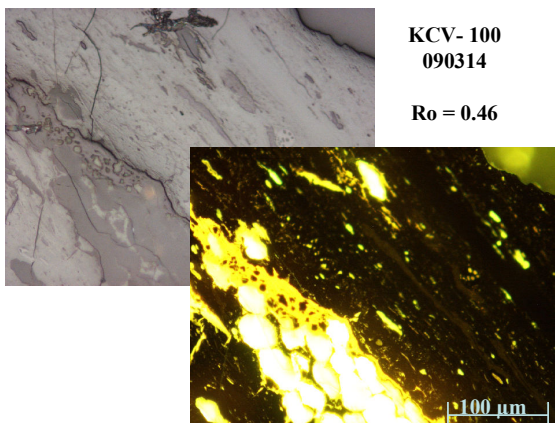


Figura 2. Muestra KCV-100 (090314)

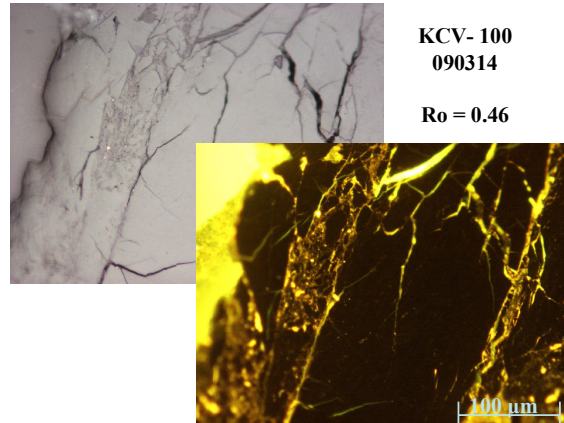
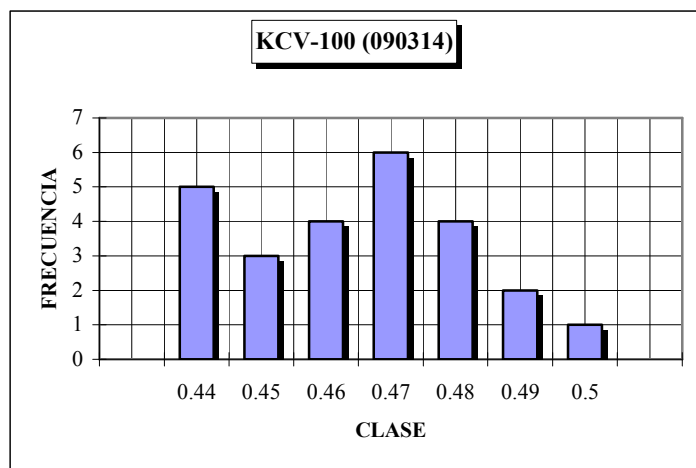


Figura 3. Muestra KCV-100 (090314)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-100 (090314)



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.46	0.02	3.79	0.5	0.44	25

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-100 (090314)

3.2.6. Muestra KCV-139B (090316)

A esta muestra se le hizo separación de la materia orgánica, la cual estaba mezclada con la materia mineral. En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica.

La separación muestra granos de vitrinita que corresponden a colotelinita y colodetrinita figuras 2 y 3, también se observó telinita. Las liptinitas corresponden a esporinitas, cutinitas, exsudados y resinitas oil figuras 2 y 3. Se observaron igualmente algunas inertinitas predominantemente funginitas con exsudados en su interior figuras 2 y 3. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II.

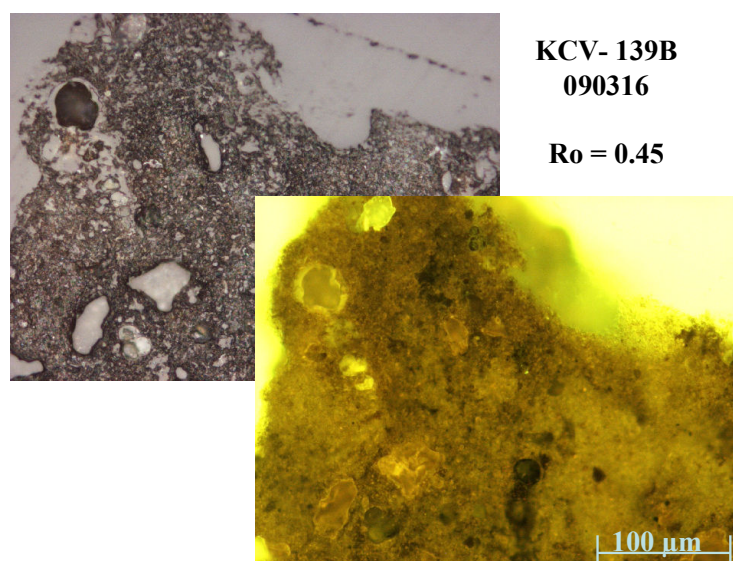


Figura 1. Muestra KCV-139B (090316)

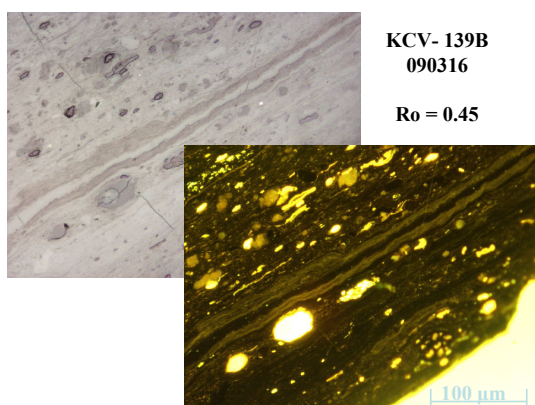


Figura 2. Muestra KCV-139B (090316)

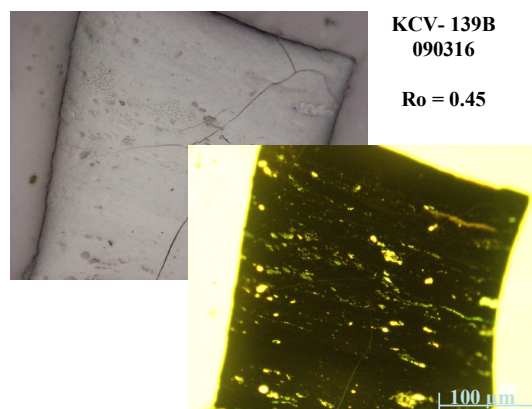
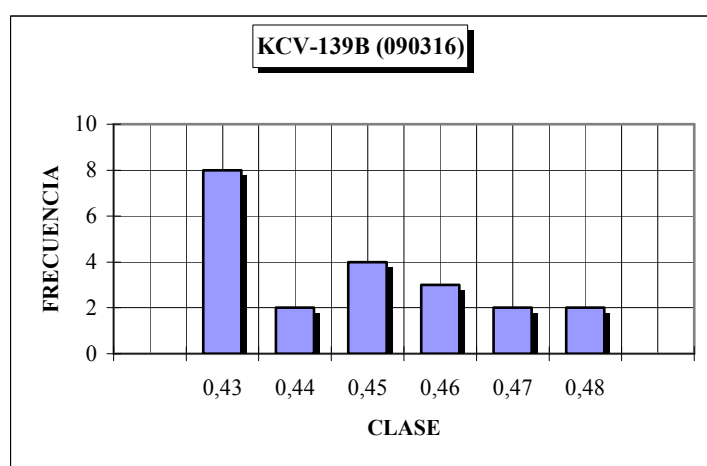


Figura 3. Muestra KCV-139B (090316)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-139B (090316)



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.45	0.02	3.93	0.48	0.42	21

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-139B (090316)

3.2.7. Muestra KCV-161 (090317)

A esta muestra se le hizo separación de la materia orgánica, la cual estaba mezclada con la materia mineral. En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica.

La separación muestra granos de vitrinita que corresponden a colotelinita y colodetrinita figuras 2 y 3, también se observó telinita. Las liptinitas corresponden a esporinitas, cutinitas, exsudados y resinitas oil figuras 2 y 3. Se observaron igualmente algunas inertinitas predominantemente funginitas con exsudados en su interior figuras 2 y 3. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II.

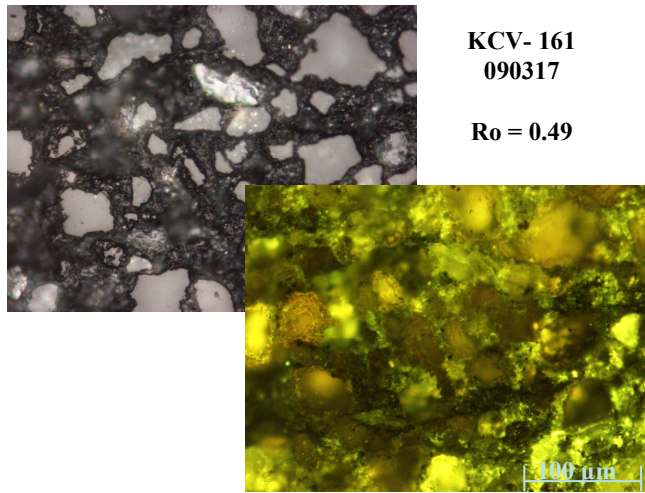


Figura 1. Muestra KCV-161 (090317)

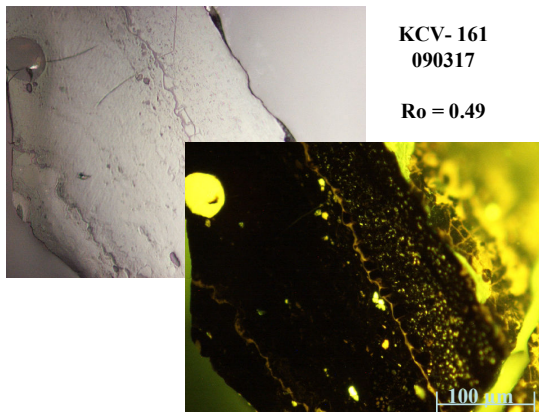


Figura 2. Muestra KCV-161 (090317)

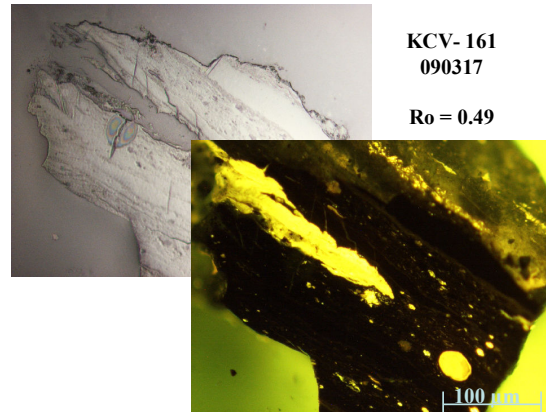
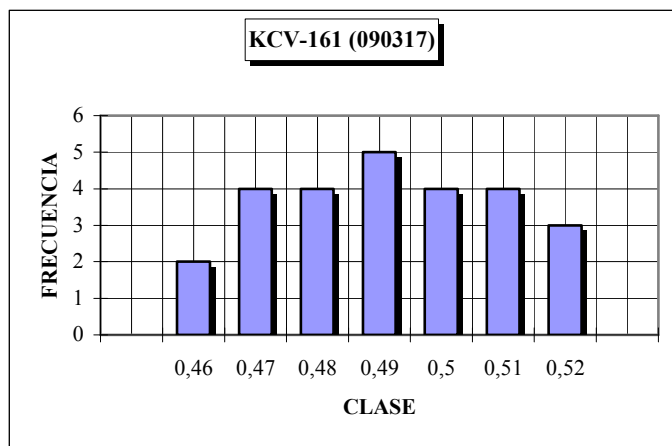


Figura 3. Muestra KCV-161 (090317)

La Figura 4 muestra el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-161 (090317)



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.49	0.02	3.75	0.52	0.46	26

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-161 (090317)

3.2.8. Muestra KCV-162 (090318)

Esta muestra corresponde a un carbón, en ella observamos que la vitrinita esta representada por colotelinita y colodetrinita principalmente figuras 1, 2 y 3. Las liptinitas son esporinitas, resinitas y exsudados figuras 1, 2 y 3. Las inertinitas corresponden a secretinita figura 2, fusinita, semifusinita figuras 2 y 3, inertodetrinitas. Se observa igualmente presencia de minerales tales como la pirita figura 1. En esta muestra se puede decir que el kerogeno es tipo II-III.

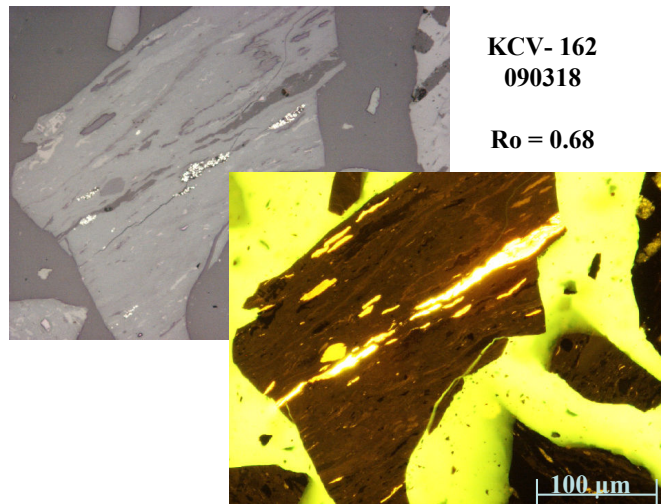


Figura 1. Muestra KCV-162 (090318)

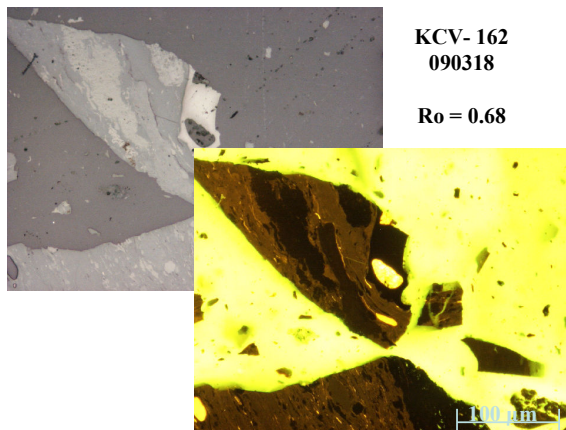


Figura 2. Muestra KCV-162 (090318)

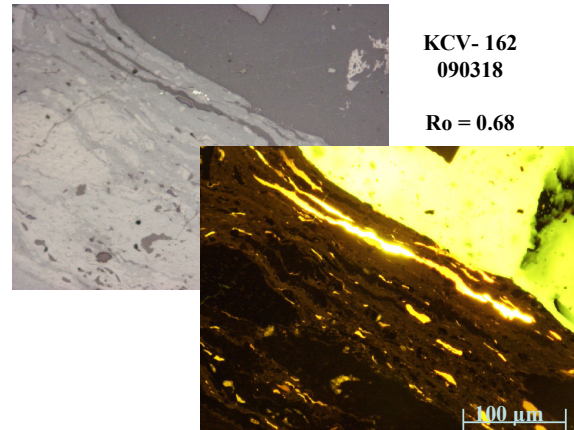
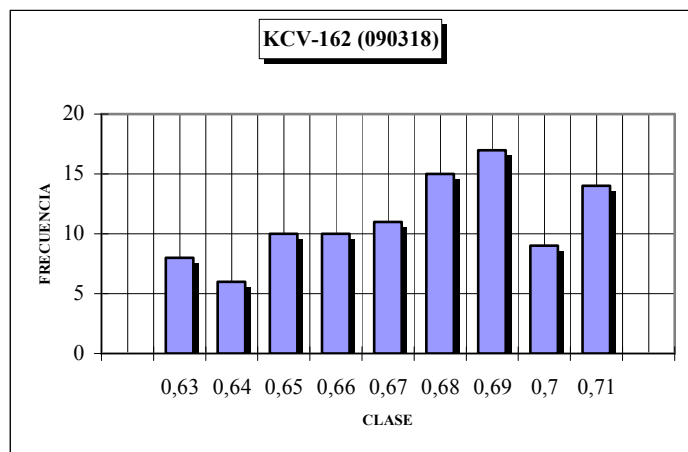


Figura 3. Muestra KCV-162 (090318)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-162 (090318)



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.68	0.02	3.62	0.71	0.63	100

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-162 (090318)

3.2.9. Muestra KCV-163 (090319)

Se trata de una muestra de carbón, en ella se observa que la vitrinita esta representada principalmente por colotelinita y colodetrinita figuras 1, 2 y 3. Las liptinitas son cutinitas figura 2, esporinitas, fluorinita, resinitas y exsudados relleno cavidades de inertinitas y fracturas, Las inertinitas corresponden a secretinita figura 2, fusinita, semifusinita figuras 3, inertodetrinitas figura 1. En la muestra también se observa la presencia de minerales.

El kerógeno de esta muestra es tipo II-III.

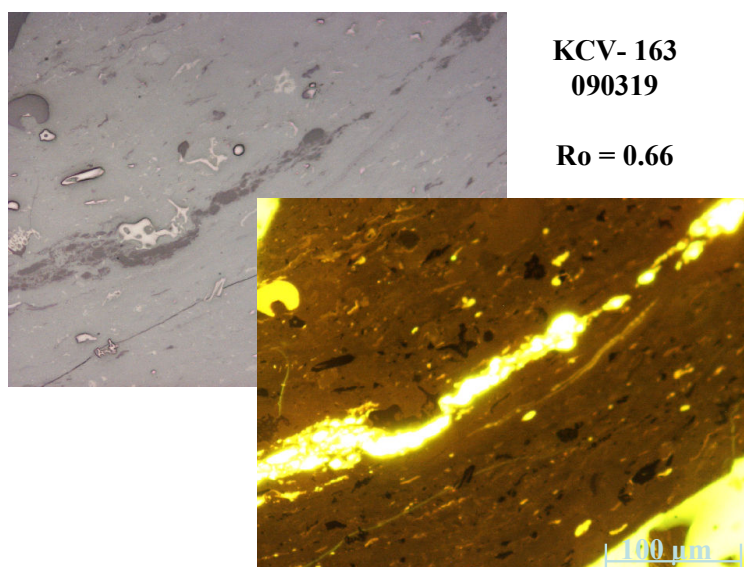


Figura 2. Muestra KCV-163 (090319)

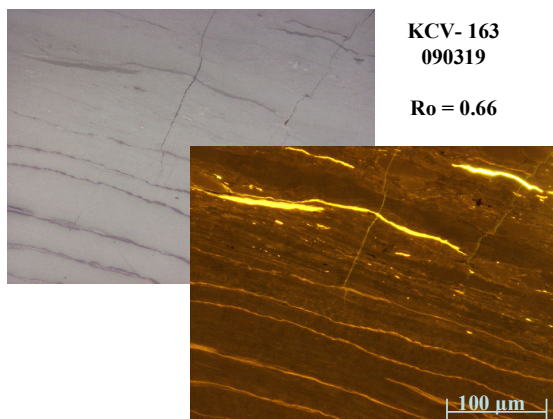


Figura 2. Muestra KCV-163 (090319)

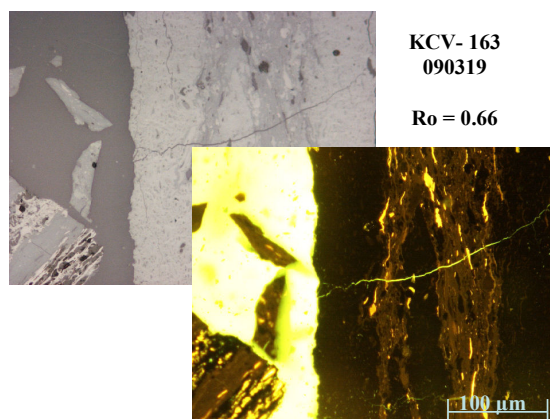
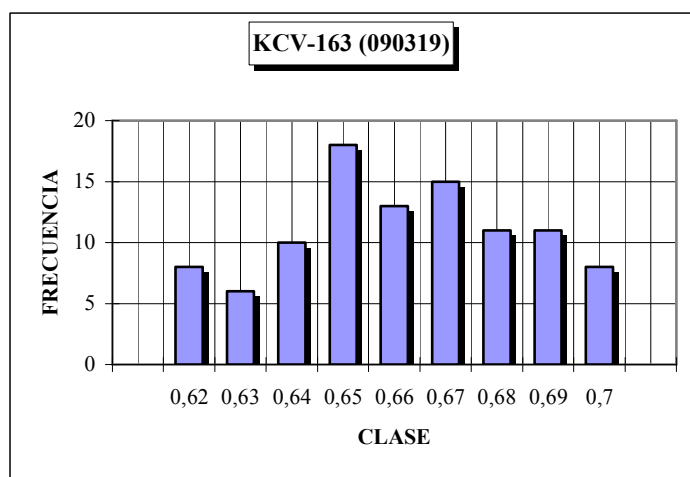


Figura 3. Muestra KCV-163 (090319)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-163 (090319)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.66	0.02	3.48	0.7	0.62	100

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-163 (090319)

3.2.10. Muestra KCV-164 (090320)

Muestra de carbón en la cual se observa la vitrinita representada por colotelinita figura 3 y colodetrinita figuras 1 y 2. Las liptinitas son cutinitas figura 3, esporinitas, fluorinita figura 2, resinitas y exsudados figura 1, Las inertinitas corresponden a secretinita figura 1, fusinita, semifusinita figuras e inertodetrinitas figura 2. En la muestra también se observan minerales.

El kerógeno de esta muestra es tipo II-III.

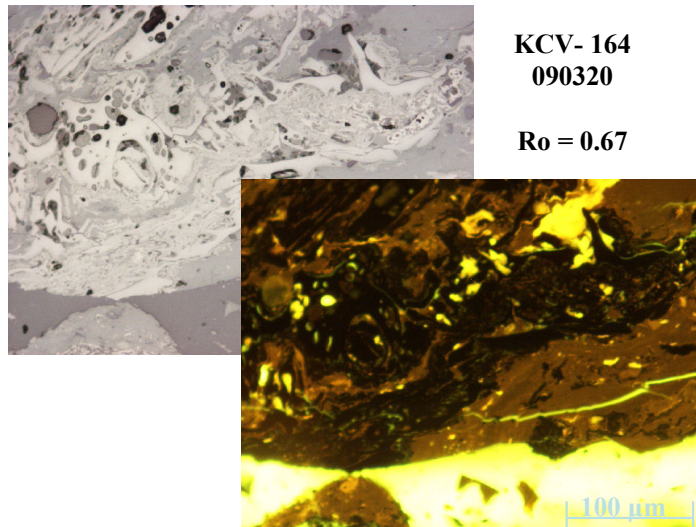


Figura 1. Muestra KCV-164 (09320)

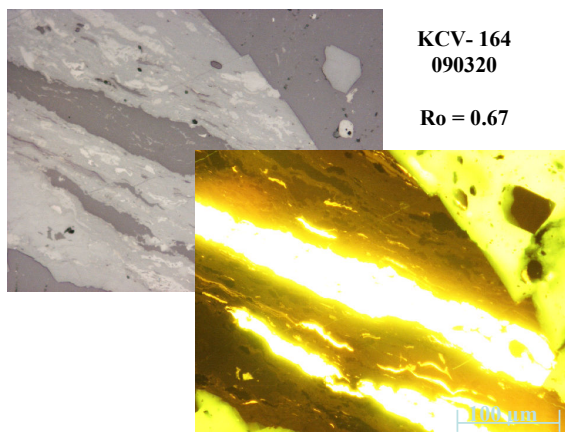


Figura 2. Muestra KCV-164 (090320)

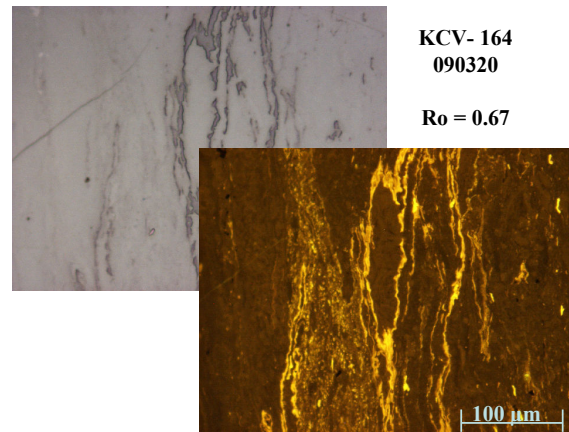
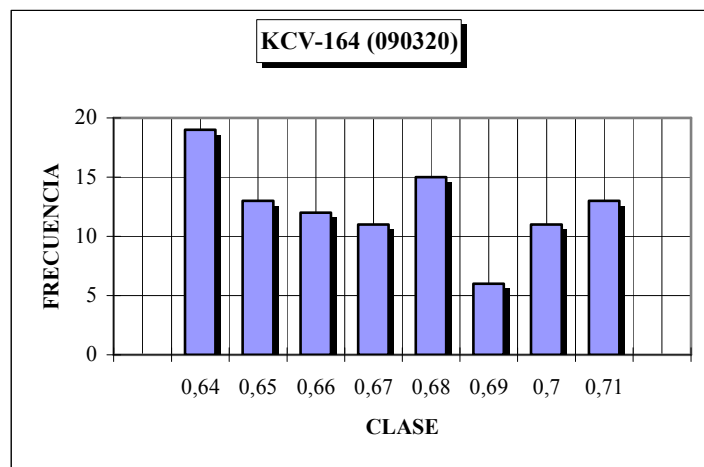


Figura 3. Muestra KCV-164 (090320)

La Figura 4 presenta el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-164 (090320)



MEAN	SD	CV	MAX.	MIN.	SIZE
0.67	0.02	3.60	0.71	0.64	100

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-164 (090320)

3.2.11. Muestra KCV-167 (090324)

A esta muestra se le hizo separación de la materia orgánica, la cual estaba mezclada con la materia mineral. En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica. La separación arrojó como resultado escasos granos que al final fue posible su identificación.

Con la separación se muestran granos de vitrinita que corresponden a colotelinita y colodetrinita figuras 2 y 3, estos granos están agrietados. Las liptinitas corresponden a esporinitas, exsudados y resinitas figuras 2 y 3. En cuanto a las inertinitas, en los escasos granos encontrados solo se detecto la presencia de inertodetrinitas. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II-III.

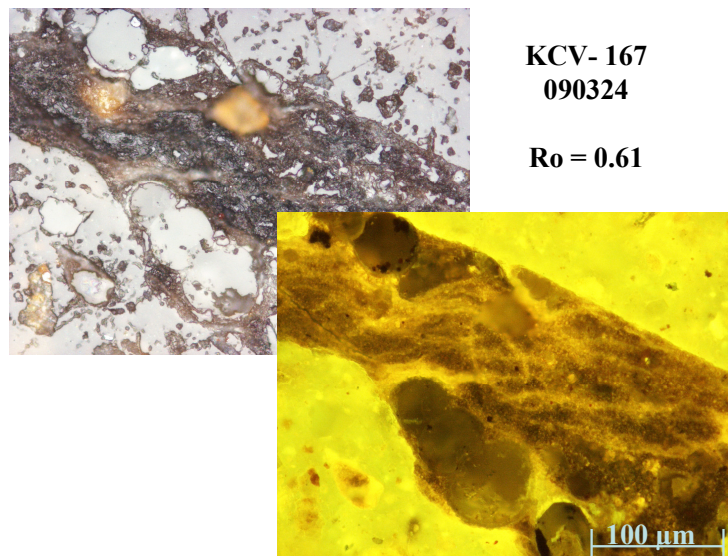


Figura 1. Muestra KCV-167 (090324)

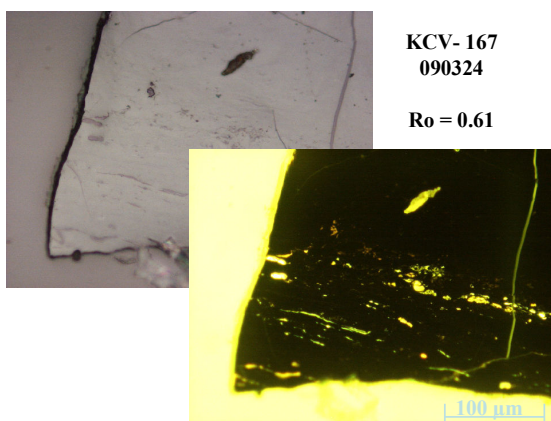


Figura 2. Muestra KCV-167 (090324)

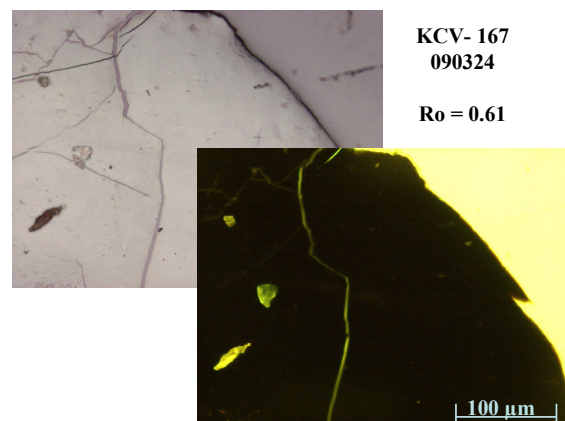
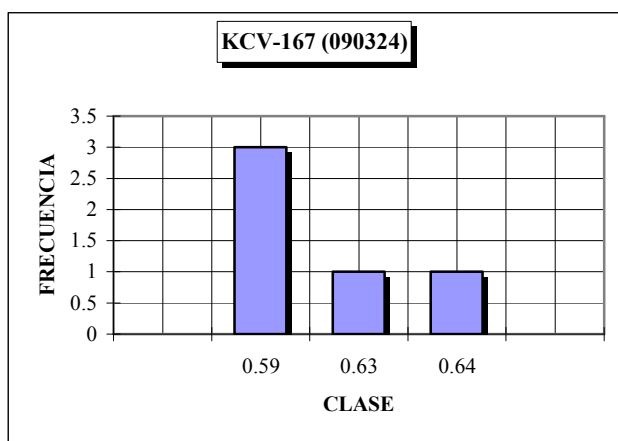


Figura 3. Muestra KCV-167 (090324)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-167 (090324)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.61	0.02	4.10	0.59	0.64	5

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-167 (090324)

3.2.12. Muestra KCV-168 (090325)

A esta muestra se le hizo separación de la materia orgánica por medio de líquidos densos. En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica.

Separada la muestra se identifican granos de vitrinita que corresponden a colotelinita y colodetrinitra figuras 2 y 3. Las liptinitas corresponden principalmente a esporinitas figura 3 y resinitas oil figura 2. En la materia orgánica separada no se identifican las inertinitas. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II.

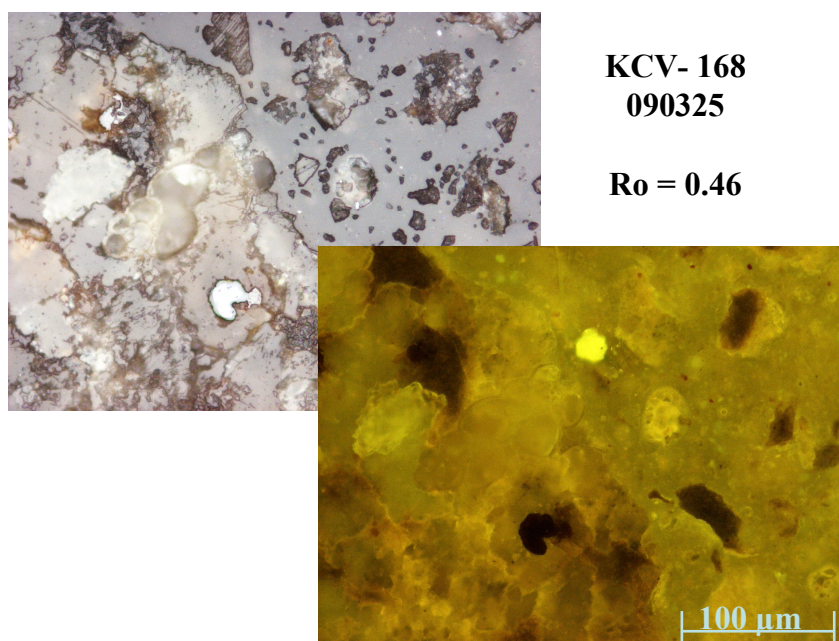
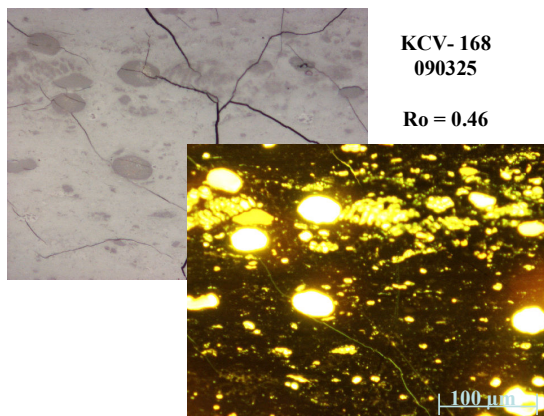
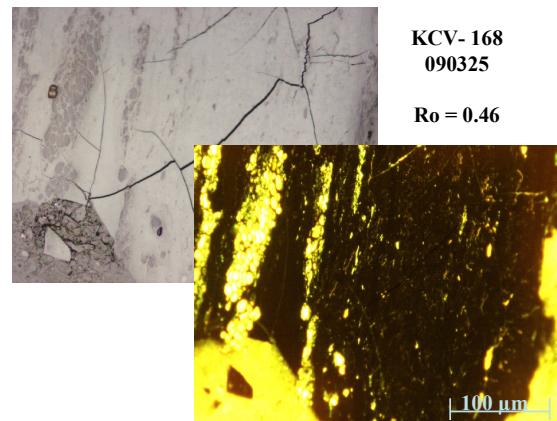


Figura 1. Muestra KCV-168 (090325)



KCV- 168
090325
Ro = 0.46

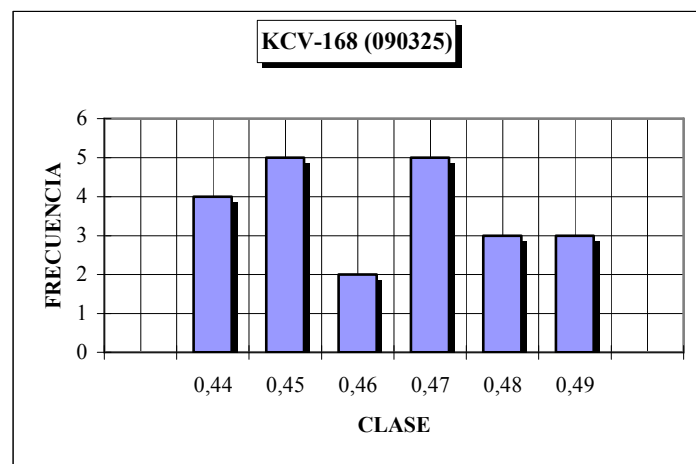


KCV- 168
090325
Ro = 0.46

Figura 2. Muestra KCV-168 (090325)

Figura 3. Muestra KCV-168 (090325)

La Figura 4 presenta el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-168 (090325).



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.46	0.02	3.73	0.43	0.5	22

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-167 (090325)

3.2.13. Muestra KCV-084 (090343)

En la separación de la materia orgánica de la materia mineral en esta muestra se logro separar tan solo un grano de colodetrinita, el cual se encuentra agrietado; a este grano figuras 2 y 3, se le hizo once mediciones de reflectancia en diferentes puntos y los resultados se pueden observar en la figura 4.

En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación en líquidos densos y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica.

En el grano de colodetrinita agrietado se identifican liptinitas tales como esporinitas, resinitas y cutunitas. Las inertinitas corresponden en su mayoría a funginitas figuras 2 y 3. De acuerdo a lo encontrado, aunque es poco, nos indica que el kerógeno predominante es tipo II.

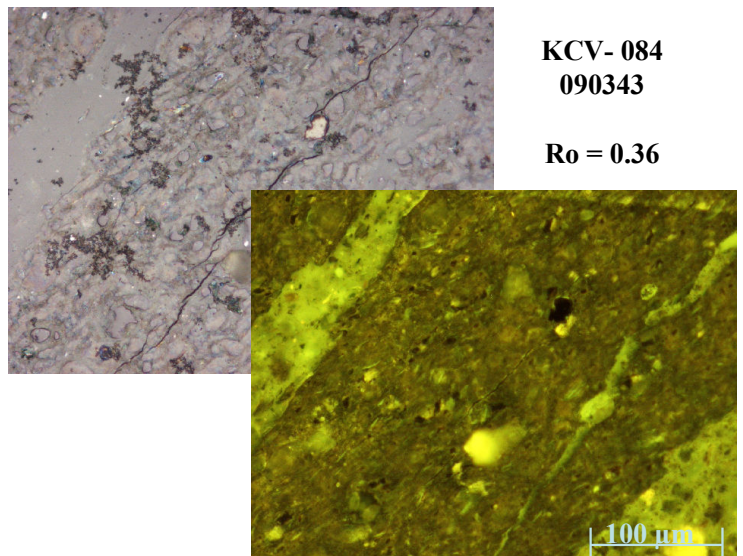


Figura 1. Muestra KCV-084 (090343)

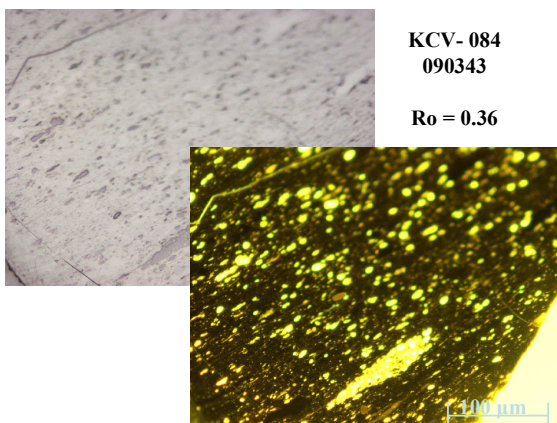


Figura 2. Muestra KCV-084 (090343)

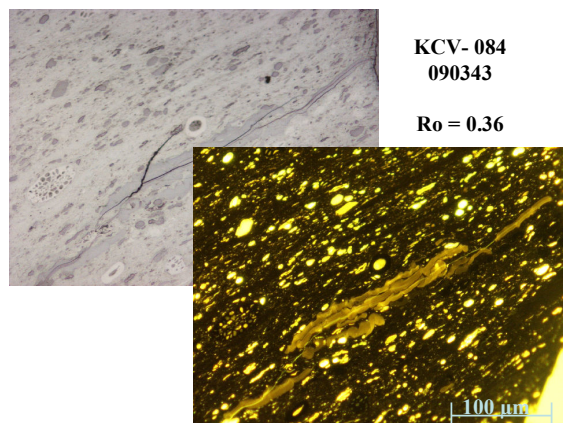
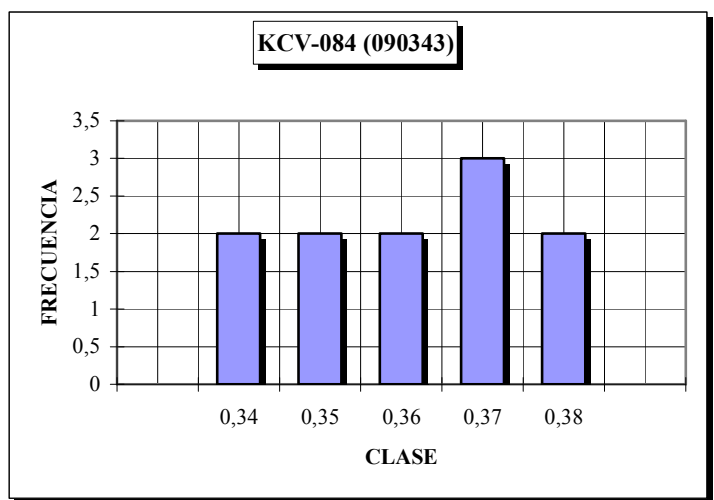


Figura 3. Muestra KCV-084 (090343)

La Figura 4 presenta el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-084 (090343).



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.36	0.01	4.01	0.38	0.34	11

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-084 (090343)

3.2.14 Muestra KCV-098 (090312)

En la figura 1 se observa la muestra antes de la separación de la materia orgánica, la cual estaba mezclada con la materia mineral. Con la separación se muestran granos de vitrinita agrietados figuras 2 y 3 que corresponden a colotelinita y colodetrinita. Las liptinitas corresponden a esporinitas, exsudados, cutinitas y resinitas figuras 2 y 3. En cuanto a las inertinitas solo se detecto la presencia de inertodetrinitas. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II.

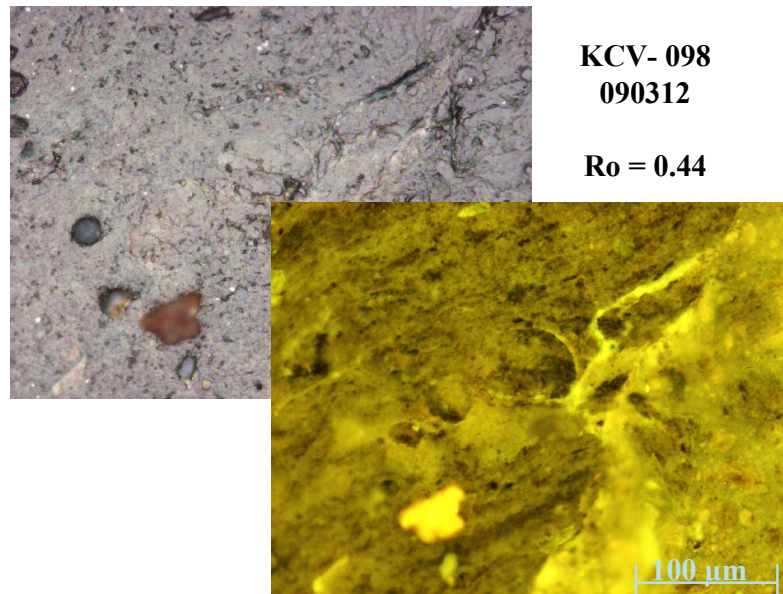


Figura 1. Muestra KCV-098 (090312)

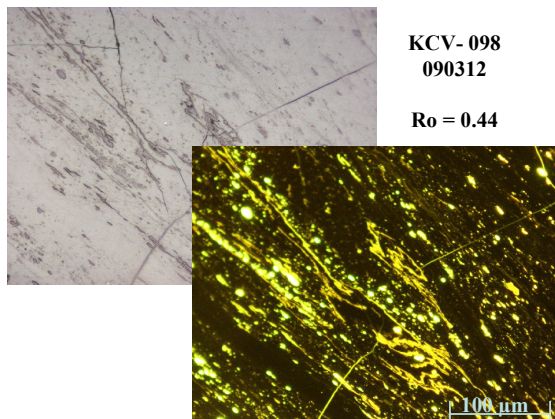


Figura 2. Muestra KCV-098 (090312)

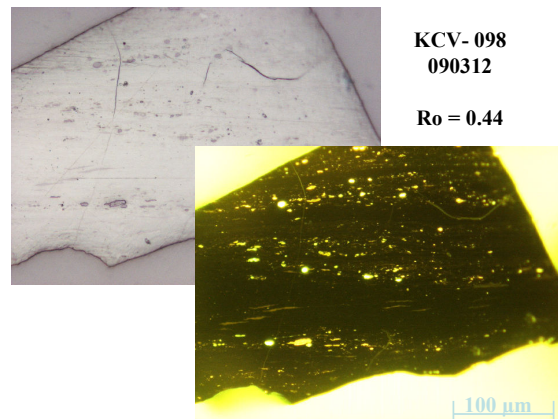
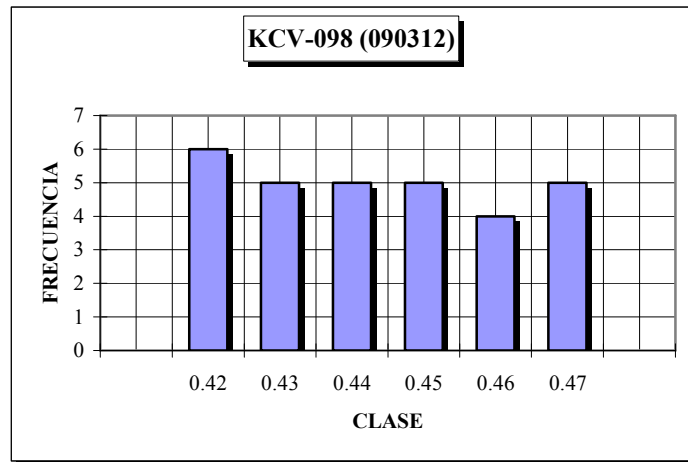


Figura 3. Muestra KCV-098 (090312)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-098 (090312)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.44	0.02	3.99	0.47	0.42	30

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-098 (090312)

3.2.15 Muestra KCV-164B (090321)

A esta muestra se le hizo separación de la materia orgánica, en la figura 1 se observa la muestra antes de su separación y se aprecian una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica. Con la separación fue posible identificar granos de vitrinita, algunos de ellos agrietados que corresponden a colotelinita figura 3 y colodetrinita. Las liptinitas corresponden en su mayoría a exsudados figura 2, esporinitas y resinitas oil. En cuanto a las inertinitas se detecto la presencia de fusinitas, semifusinitas figura 2 e inertodetrinitas. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II-III.

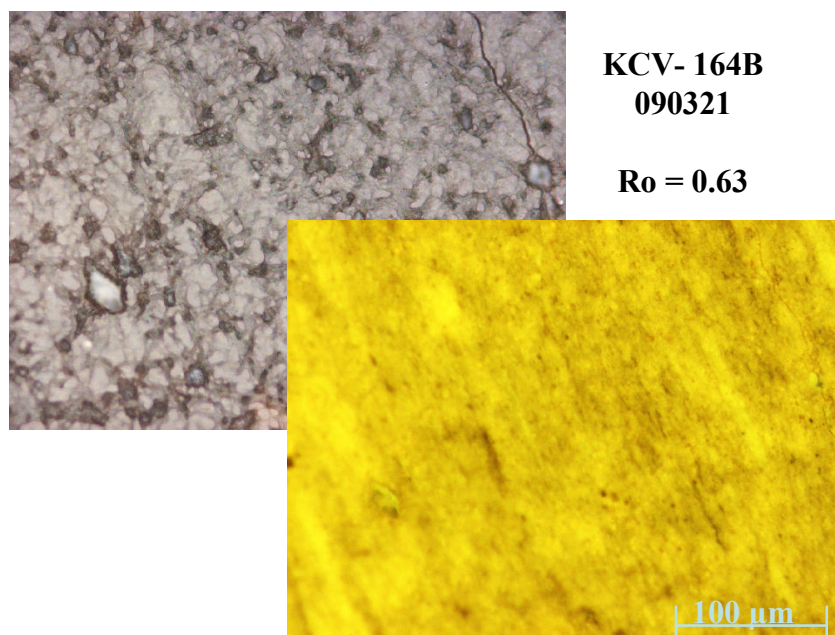


Figura 1. Muestra KCV-164B (090321)

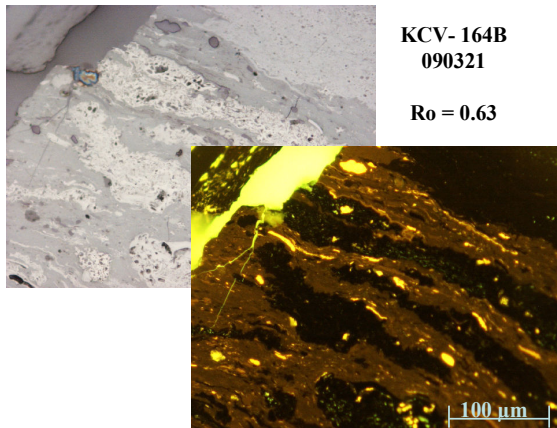


Figura 2. Muestra KCV-164B (090321)

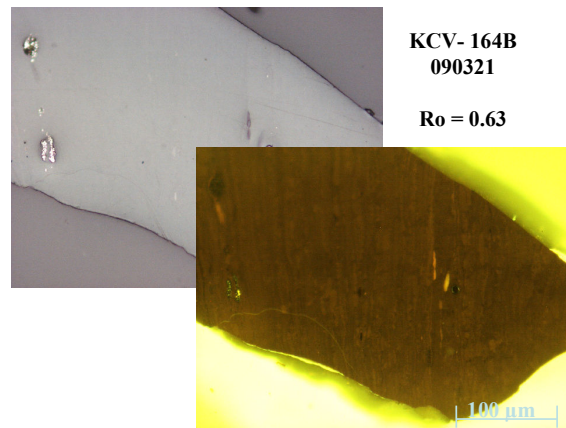
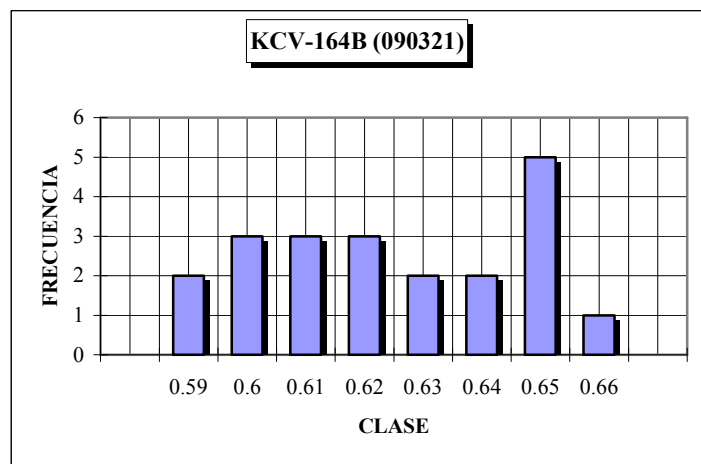


Figura 3. Muestra KCV-164B (090321)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-164B (090321)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.63	0.02	3.67	0.66	0.59	22

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-164B (090321)

3.2.16 Muestra KCV-165 (090322)

En la figura 1 se observa la muestra antes de su separación en líquidos densos y se aprecia una gran cantidad de minerales entremezclados con la materia orgánica.

Lo encontrado en la materia orgánica corresponde a vitrinita, liptinita e inertinitas. Las vitrinitas corresponden a colotelinita y colodetrinitas figura 3. Las liptinitas encontradas son exsudados figura 2, esporinitas, algunas cutinitas figura 3 y resinitas oil. Las inertinitas son fusinitas, semifusinitas e inertodetrinitas. Lo encontrado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II-III.

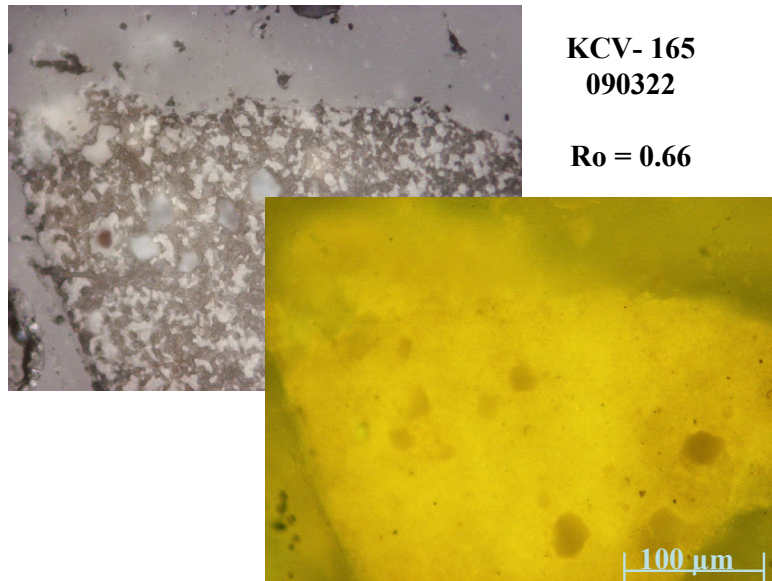


Figura 1. Muestra KCV-165 (090322)

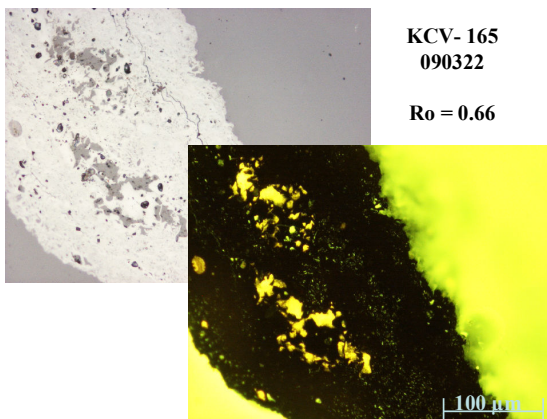


Figura 2. Muestra KCV-165 (090322)

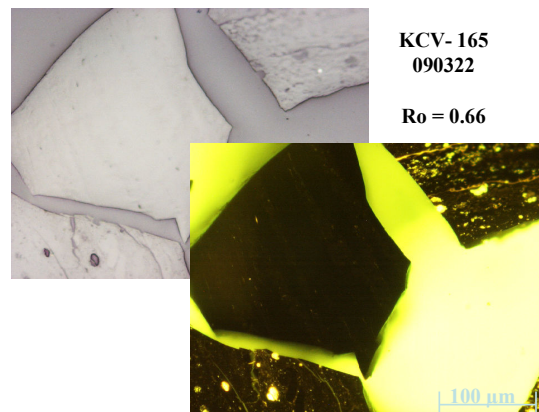
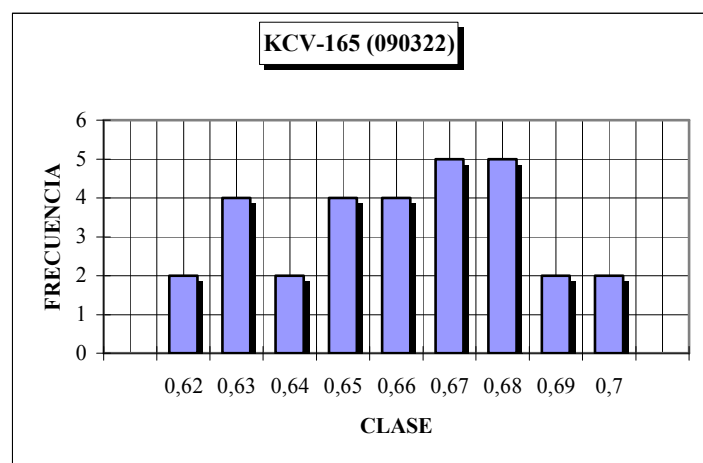


Figura 3. Muestra KCV-165 (090322)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-165 (090322)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.66	0.02	3.50	0.7	0.62	30

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-165 (090322)

3.2.17 Muestra KCV-166 (090323)

En la figura 1 se observa la muestra antes de la separación de la materia orgánica, la cual estaba mezclada con la materia mineral. Con la separación se observan granos de vitrinita correspondientes a colotelinita y colodetrinita figuras 2 y 3. Las liptinitas corresponden a esporinitas figuras 2 y 3, exsudados, cutinitas y resinitas oil figuras 3. Las inertinitas son fusinitas, semifusinitas, funginitas figura 2 e inertodetrinitas. Las observaciones nos indican que el kerógeno predominante es tipo II.

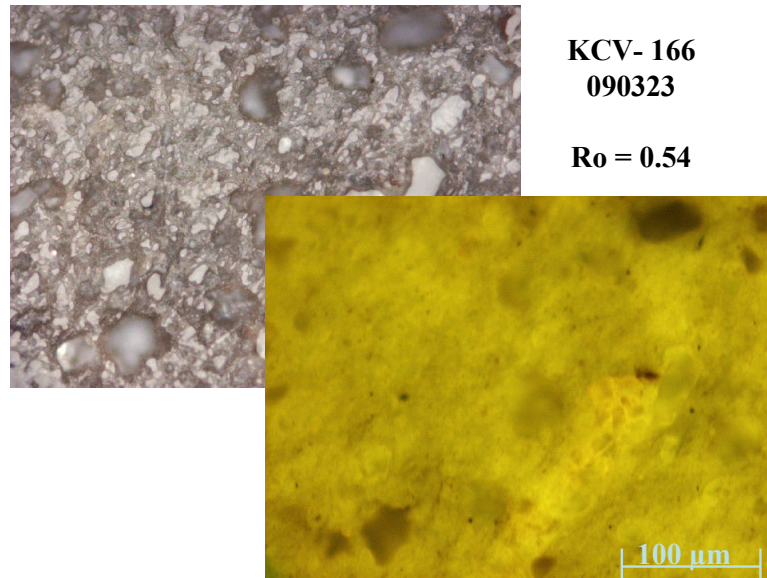


Figura 1. Muestra KCV-166 (090323)

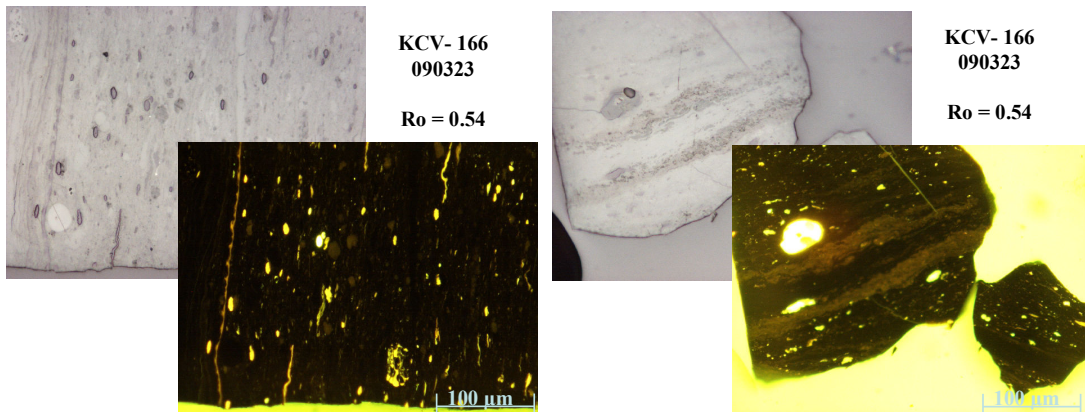
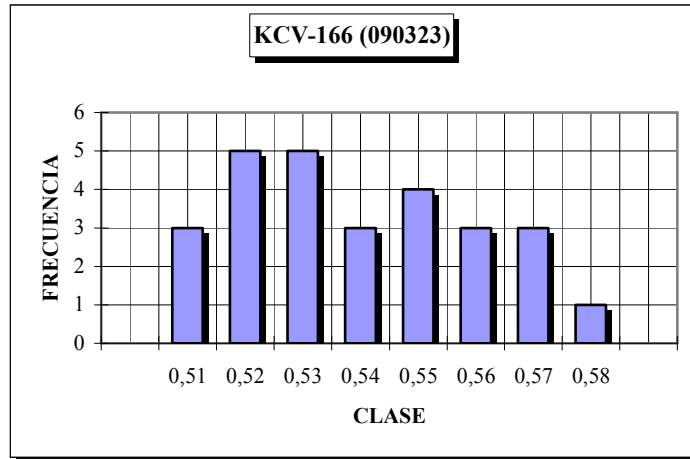


Figura 2. Muestra KCV-166 (090323)

Figura 3. Muestra KCV-166 (090323)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-166 (090323)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.54	0.02	3.83	0.58	0.51	27

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-166 (090323)

3.2.18 Muestra KCV-169 (090326)

En la figura 1 se observa la muestra antes de hacerse la separación de la materia orgánica. En esta muestra solo se logró concentrar dos granos a los cuales se les hizo 7 medidas de reflectancia, ellas en diferentes lugares. En estos granos se pudo identificar colotelinita y colodetrinita. Las liptinitas son esporinitas, resinitas y exsudados figuras 2 y 3. En cuanto a las inertinitas se puede decir que no se detectaron pero si había presencia de pirita. Lo observado nos indica que el kerógeno predominante es tipo II.

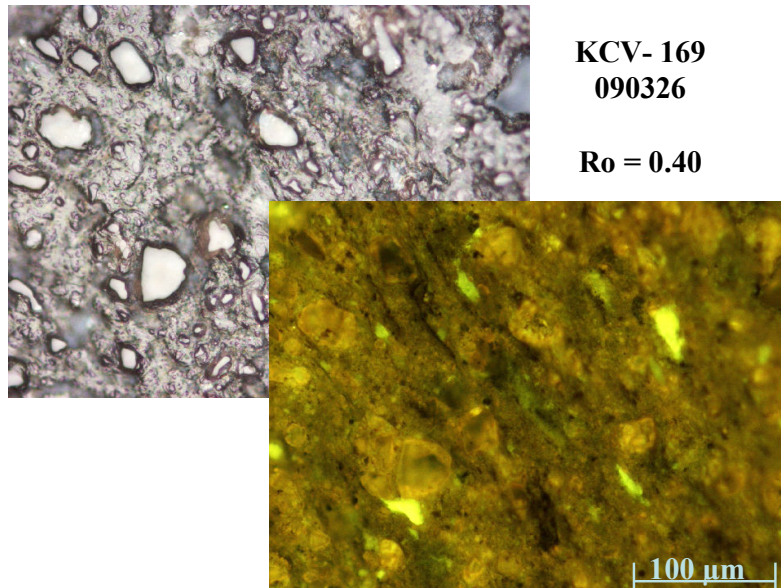


Figura 1. Muestra KCV-169 (090326)

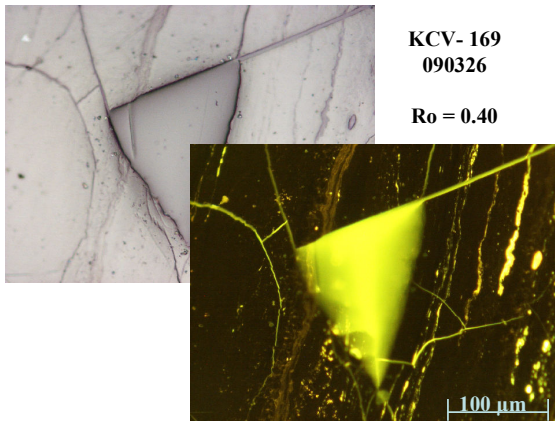


Figura 2. Muestra KCV-169 (090326)

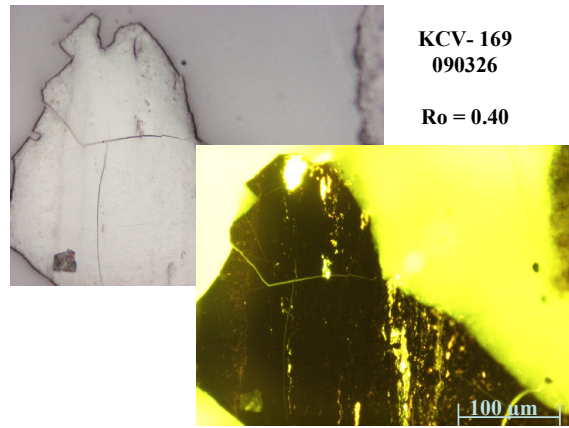
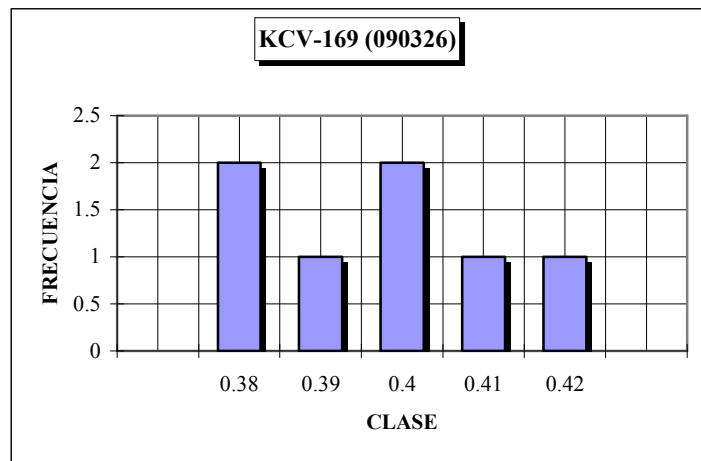


Figura 3. Muestra KCV-169 (090326)

En la Figura 4 aparece el histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-169 (090326)



MEAN	SD	CV	MAX	MIN	SIZE
0.40	0.01	3.77	0.42	0.38	7

Figura 4. Histograma de las medidas de reflectancia de la muestra KCV-169 (090326)