

**Estratigrafía, facies y paleoambiente de sedimentación de la Formación Jordán: un registro
fluvio-lacustre con incidencia de actividad volcánica**

Carlos Mario Alarcón Gómez

Juan Guillermo Rodríguez Lizcano

Proyecto de grado para optar al título de: Geólogo

Director:

Jairo Clavijo Torres

Ms.C. en Geología Aplicada

Codirector:

Luis Carlos Mantilla Figueroa

PhD. Economic Geology

Universidad industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físico-Químicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2019

Dedicatoria

*A Dios, quien como guía está presente en el caminar de mi vida, bendiciéndome y dándome
fuerzas.*

*A mi hermana Marcela apoyo fundamental en cada etapa emprendida, gracias por ser mi
amiga, mi cómplice, mi maestra de vida, enseñándome una mirada más amplia de las
grandes y pequeñas cosas de la vida te amo hermana.*

*A mi madre y a mí padre por todos los consejos que sirvieron para formar la persona que
soy.*

*A mis hermanos José, Aldemar, Fernando y Iván por su compañía, su motivación y por cada
uno de los felices momentos compartidos que me ayudaron en los tramos difíciles en el
transcurrir de mi vida.*

*A los amigos que dejan la geología y que directa e indirectamente han aportado
conocimiento, motivación y cariño en el transcurso de mi formación profesional.*

Simplemente gracias se les quiere de gratis.

Juan Guillermo

Dedicatoria

“¿Cómo es posible comprar o vender el cielo o el calor de la tierra? No somos dueños de la frescura del aire, ni del reflejo del agua. Cada partícula de esta tierra es sagrada, cada brillante aguja de pino, cada grano de arena de los ríos, cada gota de rocío de los sombríos bosques, el zumbido de cada insecto... La savia que asciende por los árboles lleva consigo el recuerdo de nuestros antepasados... Los ríos son nuestros hermanos que sacian nuestra sed, por tanto, hay que tratarlos con dulzura, como se trata a un hermano... La voracidad acabará por destruir la tierra, no dejando atrás más que un desierto... No hay silencio en las ciudades. No hay ningún lugar donde escuchar cómo se abren las hojas de los árboles o el zumbido de los insectos. ¿De qué sirve la vida si no podemos escuchar el grito solitario de un ave, ni las querellas nocturnas de las ranas al borde de la charca?... El aire es precioso, pues todos los seres comparten el mismo aliento: el animal, el árbol, el hombre..., El hombre no siente el aire que respira, como un moribundo que agoniza durante muchos días es insensible al hedor..., El viento que dio a nuestros antepasados el primer soplo de vida, también recibió de ellos su último suspiro..., ¿Qué sería del hombre sin los animales? Si todos los animales fuesen exterminados, el hombre también perecería de una gran soledad de espíritu, pues lo que le ocurra a los animales pronto habrá de ocurrirle también él..., la tierra no pertenece al hombre, es el hombre el que pertenece a la tierra. Esto es lo que sabemos: todas las cosas están ligadas como la sangre que une a una familia. El sufrimiento de la tierra se convertirá en sufrimiento para los hijos de la tierra. El hombre no ha tejido la red que es la vida, solo es un hilo más de la trama. Lo que hace con la trama se lo está haciendo a sí mismo...”

**Fragmentos de la carta del gran Jefe Piel Roja Seattle
1885.**

Este trabajo va dedicado a mis padres y a mis amigos Juan Sebastián, Steven y María Paula.

Carlos Mario.

Agradecimientos

Los autores agradecen profundamente al profesor Jairo Clavijo por su dirección, sugerencias y buenos consejos a lo largo de la realización de este proyecto.

Al profesor Luis Carlos Mantilla por su colaboración en la recolección de muestras en campo, información suministrada y por sus opiniones y sugerencias en el procesamiento de datos geocronológicos.

Al Dr. Oscar Gallego por su gran espíritu de colaboración y ser una de las personas más importantes para el desarrollo de este trabajo, y al que le tenemos mucha gratitud y admiración.

Al profesor Germán David Patarroyo por su disposición, sugerencias, consejos, comentarios y colaboración en muchos aspectos a lo largo del proyecto.

Al profesor Giovanny Jiménez por su apoyo, colaboración e información suministrada para la elaboración del proyecto.

A la geóloga Msc. Lina María Cetina por su ayuda y disposición en el procesamiento de datos geocronológicos.

Al Profesor Luis Buatois por su colaboración y disposición en el estudio de las trazas fósiles.

A la profesora Georgina Guzmán por sus consejos y sugerencias que sirvieron como guía en la interpretación sedimentológica.

A nuestros compañeros Juan Sebastián Gómez, Steven Díaz, Mario Andrés Gómez, Lorena García, María Paula Infante, Nicolás Aguilar, Juan Ricardo Bustos y Jorge Lizarazo, quienes nos han apoyado y aportado en muchos aspectos, les debemos toda nuestra gratitud y respeto.

Contenido

	Pág.
Introducción.....	20
1. Planteamiento del Problema	21
3. Objetivos.....	23
3.1 Objetivo general.....	23
3.2 Objetivos específicos.....	23
4. Revisión de la literatura existente	24
5. Metodología de Trabajo	29
5.1 Trabajo de campo	29
5.2 Columnas estratigráficas.....	30
5.3 Petrografía.....	30
5.4 Sedimentología.....	31
5.5 Geocronología U-Pb en circones	31
6. Localización.....	32
6.1 Marco geológico regional	34
6.2 Geología del Macizo de Santander.....	35
7. Registro sedimentario Jurásico en el Macizo de Santander	36
7.1 Formación Bocas.....	37
7.2 Formación Jordán.....	39

7.3 Formación Girón	40
7.4 Formación Los Santos (Cretácico Temprano)	40
8. Estratigrafía física de la Formación Jordán.....	41
8.1 Valle del Río de Oro.....	42
8.2 Localidad Tipo	54
8.3 Vereda La Mojarra	60
8.4 Sección de Piedecuesta.....	63
8.5 Formación Jordán en otras localidades.....	64
8.5.1 Vereda La Purnia.....	64
8.5.2 Vía Bucaramanga-Matanza.....	66
8.6 Distribución de las rocas volcánicas	67
8.7 Síntesis.....	71
9. Petrografía.....	72
10. <i>Red Beds</i> de la Formación Jordán	83
11. Análisis de Facies.....	85
11.1 Análisis facial, sección Valle del Río de Oro	85
11.2 Análisis facial, sección de la Vereda La Mojarra.	91
12. Modelo e interpretación ambiental.....	97
13. Basaltos asociados a las Formaciones Bocas y Jordán.....	100
14. Contacto y distinción de la Formación Bocas y la Formación Jordán	103
15. Edades.....	105
15.1 Edad de la Formación Jordán.....	105
15.2 Edad de la Formación Bocas.....	107

15.2.1 Conchostracos de la Formación Bocas y edad bioestratigráfica. 109

16. Correlaciones 114

17. Discusión 116

18. Conclusiones 118

19. Recomendaciones..... 120

Referencias Bibliográficas..... 121

Lista de Figuras

	Pág.
<i>Figura 1.</i> Cortes realizados por Julivert (1958) donde se observa la discordancia angular entre la Formación Girón <i>sensu</i> Julivert (1958) (Formación Jordán) y las unidades Cretácicas suprayacentes en el Cañón del Río Chicamocha y Río Sogamoso, al sur de la Mesa de Los Santos.	24
<i>Figura 2.</i> Localización de zona de estudio. Izquierda: ubicación geográfica, tomado y modificado de Mantilla, <i>et al.</i> (2016b). Derecha: Mapa geológico de la zona	33
<i>Figura 3.</i> Distribución y edades U-Pb de las diferentes unidades plutónicas y volcánicas Jurásicas de los Andes Colombianos.	35
<i>Figura 4.</i> Distribución y edades U-Pb de las unidades ígneo-metamórficas del Macizo de Santander.	38
<i>Figura 5.</i> Poligonal y corte estructural de la Formación Jordán sobre la sección del Valle del Río de Oro.	44
<i>Figura 6.</i> Afloramiento del segmento D de la Formación Jordán	46
<i>Figura 7.</i> Apariencia de las capas del segmento G de la Formación Jordán.	47
<i>Figura 8.</i> Afloramiento del Segmento G sobre salida del túnel perteneciente a la antigua vía férrea.	48
<i>Figura 9.</i> Apariencia de las capas del segmento G de la Formación Jordán sobre el Río de Oro	48
<i>Figura 10.</i> Afloramientos del tope del segmento G de la Formación Jordán.	49

<i>Figura 11.</i> Apariencia de las capas basales de segmento H de la Formación Jordán.....	50
<i>Figura 12.</i> Parte inferior del segmento H de la Formación Jordán.	50
<i>Figura 13.</i> Tope del segmento H de la Formación Jordán	51
<i>Figura 14.</i> Apariencia de los estratos de la Formación Jordán en el tope del Segmento H.....	52
<i>Figura 15.</i> Cambio morfológico de las capas basales de la Formación Girón sobre el Río de Oro.....	53
<i>Figura 16.</i> Aspecto de las capas de areniscas conglomeráticas pertenecientes a la base de la Formación Girón.	53
<i>Figura 17.</i> Contacto entre las areniscas verdosas basales y las <i>red beds</i> del conjunto superior de Formación Jordán en la localidad tipo.....	55
<i>Figura 18.</i> Brecha volcánica monolítica de la Formación Jordán.	56
<i>Figura 19.</i> Apariencia de las ignimbritas de la Formación Jordán.....	56
<i>Figura 20.</i> Discordancia angular entre el contacto de la Formación Jordán y Formación Los Santos en la Localidad tipo.....	57
<i>Figura 21.</i> Aspecto morfológico de las Formaciones: Jordán, Los Santos y Rosa Blanca sobre el Cañón del Río Chicamocha.	58
<i>Figura 22.</i> Contacto entre la Formación Jordán y la Formación Los Santos sobre “El Camino del Roto”. Imagen suministrada por Fabio Laverde.	58
<i>Figura 23.</i> Dique de composición máfica cortando el segmento superior de la Formación Jordán.	59
<i>Figura 24.</i> Panorámica del contacto entre la Formaciones Jordán y Los Santos en la Vereda La Mojarra.	60

<i>Figura 25.</i> Vista panorámica del contacto entre de la Formación Jordán con los Esquistos del Silgará y la Formación Los Santos en la Vereda La Mojarra.	61
<i>Figura 26.</i> Aspecto de las areniscas ligeramente lodosas de la Formación Jordán sobre la Vereda La Mojarra.	62
<i>Figura 27.</i> Afloramiento del tope de la Formación Jordán sobre camino real de la Vereda La Mojarra.	62
<i>Figura 28.</i> Aspecto del Conglomerado basal de la Formación Los Santos.	63
<i>Figura 29.</i> Afloramiento de areniscas lodosas sobre la carretera al Cerro Virgen de La Cantera, al suroeste de Piedecuesta.....	64
<i>Figura 30.</i> Panorámica de la Formación Jordán sobre la Vereda La Purnia.	65
<i>Figura 31.</i> Aspecto de las capas de areniscas de grano fino de la Formación Jordán en la Vereda La Purnia.	65
<i>Figura 32.</i> Afloramiento de la Formación Jordán sobre la vía al Municipio de Matanza.	66
<i>Figura 33.</i> Aspecto de estratos muy gruesos de areniscas de grano fino de la Formación Jordán sobre la vía a Matanza.....	67
<i>Figura 34.</i> Afloramiento de toba riolítica sobre el camino real de Los Santos a Jordán Sube.	68
<i>Figura 35.</i> Aspecto en muestra de mano de tobas de la Formación Jordán de la localidad tipo...69	69
<i>Figura 36.</i> Muestra de mano de Ignimbrita de la Formación Jordán.	69
<i>Figura 37.</i> Muestra de mano de ignimbrita con textura eutaxítica de la Formación Jordán.....	70
<i>Figura 38.</i> Ignimbrita de textura eutaxítica con desarrollo de <i>fiammes</i>	71
<i>Figura 39.</i> Dv: desvitrificación; R: lítico de riolita; Kfs: feldespatos potásicos. Vista en sección delgada de los constituyentes toba lítica de la Formación Jordán.	73

<i>Figura 40.</i> Dv: Desvitrificación; Fm: <i>Fiammes</i> ; Kfs: feldespatos potásicos; Pl: plagioclasa; Lm: lítico metamórfico. Microfotografía de los constituyentes de toba vítrea (ignimbrita) de la Formación Jordán.....	74
<i>Figura 41.</i> Kfs: feldespatos potásicos; Pl: plagioclasa; Qtz: Cuarzo; Op: opaco; Lm: lítico metamórfico.....	75
<i>Figura 42.</i> Dv: Desvitrificación; Kfs: feldespatos potásicos; Pl: plagioclasa; Qtz: Cuarzo; Ms: moscovita Lv: Lítico volcánico; Lm: lítico metamórfico.	76
<i>Figura 43.</i> Dv: Desvitrificación; Fm: <i>Fiammes</i> ; Kfs: feldespatos potásicos; Qtz: Cuarzo; Op: opaco. Microfotografía de los constituyentes de toba vítrea de la Formación Jordán.....	77
<i>Figura 44.</i> Kfs: feldespatos potásicos; Qtz: Cuarzo; Op: opaco; Lv: lítico volcánico; Lm: lítico metamórfico. Constituyentes principales de toba vítrea de la Formación Jordán.	78
<i>Figura 45.</i> Fm: <i>Fiammes</i> ; Kfs: feldespatos potásicos; Qtz: Cuarzo; Lm: Lítico metamórfico. Ignimbrita con textura eutaxítica y desarrollo de <i>Fiammes</i>	79
<i>Figura 46.</i> Desvitrificación; Fm: <i>Fiammes</i> ; Kfs: feldespatos potásicos; Qtz: Cuarzo; Pl: plagioclasa; Op: opaco. Microfotografía de ignimbrita de la Formación Jordán.....	80
<i>Figura 47.</i> Triángulo de Schmid (1981) para clasificación de tobas de la Formación Jordán.....	80
<i>Figura 48.</i> Kfs: feldespatos potásicos; Qtz: Cuarzo; Pl: plagioclasa; Op: opaco; Lv: lítico volcánico. Microfotografía de areniscas de grano fino de la Formación Jordán.....	81
<i>Figura 49.</i> Kfs: feldespatos potásicos; Qtz: Cuarzo; Op: opaco; L: lítico indiferenciado. Microfotografía de limolita arenosa de la Formación Jordán.....	82
<i>Figura 50.</i> Triángulos de clasificación textural y composicional de Folk (1974).....	83
<i>Figura 51.</i> Apariencia y tonalidad de las <i>red beds</i> de la Formación Jordán.....	84

Figura 52. Cuadro de asociación de facies para la Formación Jordán en la sección del Valle del Río de Oro.....87

Figura 53. *Palaeophycus* (*Mermia* icnofacies)92

Figura 54. *Taenidium* (*Scoyenia* icnofacies).....93

Figura 55. Altas densidades de *trackways*93

Figura 56. Cuadro de asociación de facies para la Formación Jordán en la sección de la Vereda La Mojarra.94

Figura 57. Evidencias de fallamiento normal sinsedimentario en areniscas de la Formación Jordán.99

Figura 58. Interpretación ambiental del ámbito de depósito de la Formación Jordán.100

Figura 59. Apariencia en afloramiento de los basaltos almohadillados de la Formación Jordán.101

Figura 60. Ep: Epidota; Zeo: Zeolita; Cpx: Clinopiroxeno. Microfotografías de basalto almohadillado de la Formación Jordán.102

Figura 61. Cambio lateral de facies de la Formación Jordán.....103

Figura 62. Diagrama de correlación para la Formación Jordán y la Formación Bocas.104

Figura 63. Histogramas de probabilidad relativa para las dataciones U-Pb de la Formación Jordán106

Figura 64. Edad media ponderada para las tobas datadas de la Formación Jordán.107

Figura 65. Segmento inferior de la Formación Bocas.108

Figura 66. Parte media de la Formación Bocas a la altura del corregimiento de Bocas.108

Figura 67. Parte superior de la Formación Bocas, Vía Bucaramanga-Rionegro109

Figura 68. *Laxitextella multireticulata*111

Figura 69. Shipingia hebaozhaiensis 111

Figura 70. Euestheria buravasi 111

Figura 71. Imágenes SEM donde se observan detalles sobre las líneas de crecimiento y la textura de las conchas..... 112

Figura 72. Nueva propuesta de edades para las unidades Triásico-Jurásicas del Macizo de Santander 113

Figura 73. Correlación y edades de las diferentes unidades volcánicas y volcanoclásticas 115

Resumen

TÍTULO: ESTRATIGRAFÍA, FACIES Y PALEOAMBIENTE DE SEDIMENTACIÓN DE LA FORMACIÓN JORDÁN: UN REGISTRO FLUVIO-LACUSTRE CON INCIDENCIA DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA*

AUTORES: CARLOS MARIO ALARCÓN GÓMEZ
JUAN GUILLERMO RODRIGUEZ LIZCANO**

PALABRAS CLAVES: Formación Jordán, Formación Bocas, Rocas volcanoclásticas, Triásico-Jurásico, Estratigrafía, Bioestratigrafía, Geocronología, Conchostracos.

Las rocas sedimentarias y volcánicas pertenecientes a la Formación Jordán y la Formación Bocas representan un ciclo continuo de sedimentación continental que ocurrió durante el Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander. Las interpretaciones de asociaciones de facies indican que el ámbito de depósito de la Formación Jordán, estuvo asociado a un ambiente lacustre relacionado lateralmente con sistemas de abanicos aluviales. Los resultados obtenidos en las dataciones radiométricas U-Pb en rocas volcanoclásticas interestratificadas en la Formación Jordán, arrojan edades medias ponderadas de 199 y 198 Ma, lo que indican una edad de Jurásico Temprano para la unidad. La actividad volcánica registrada en la Formación Jordán puede provenir de estratovolcanes continentales, donde sus productos se acumularon en los sectores distales a medios de estos dominios volcánicos. Esta actividad volcánica se desarrolló durante el mismo evento magmático relacionado con la formación y emplazamiento del denominado “Grupo Plutónico de Santander”. De acuerdo a las especies y géneros identificados de conchostracos pertenecientes a la Formación Bocas, sus rangos temporales indican una edad de Triásico Tardío. Basados en este estudio estratigráfico y la nueva propuesta de edades, se concluye que la Formación Bocas y la Formación Jordán representan un ciclo continuo de sedimentación continental con desarrollo de actividad volcánica sinsedimentaria, durante el lapso comprendido entre el Triásico Tardío y Jurásico Temprano en el Macizo de Santander.

*Trabajo de Grado

** Facultad Físico-Químicas, Escuela de Geología. Director Jairo Clavijo. Codirector Luis Carlos Mantilla

Abstract

TITLE: STRATIGRAPHY, FACIES AND PALEOENVIRONMENT OF SEDIMENTATION OF THE JORDAN FORMATION: A FLUVIO-LACUSTRINE REGISTER WITH INCIDENCE OF VOLCANIC ACTIVITY*

AUTHORS: CARLOS MARIO ALARCÓN GÓMEZ
JUAN GUILLERMO RODRIGUEZ LIZCANO**

KEYWORDS: Jordan Formation, Bocas Formation, Volcanoclastic rocks, Triassic-Jurassic, Stratigraphy, Biostratigraphy, Geochronology, Conchostracan.

The sedimentary and volcanic rocks belonging to the Jordan Formation and the Bocas Formation represent a continuous cycle of continental sedimentation that occurred during the Triassic-Jurassic in the Massif of Santander. Interpretations of associations of facies indicate that the scope of the Jordan Formation deposit was associated with a lacustrine environment related laterally to alluvial fan systems. The results obtained in the U-Pb radiometric dates on volcanoclastic rocks of the Jordan Formation show weighted mean ages of 199 and 198 Ma, indicating an Early Jurassic age for the unit. The volcanic activity recorded in the Jordan Formation can come from continental stratovolcanoes, where their products accumulated in the distal to middle sectors of these volcanic domains. This volcanic activity was developed during the same magmatic event related to the genesis of the "Plutonic Group of Santander". According to the identified species and genus of conchostracan belonging to the Bocas Formation, their temporal ranges indicate that they are Late Triassic. Based on this stratigraphic study and the new age proposal, it is concluded that the Bocas Formation and the Jordan Formation represent a continuous cycle of continental sedimentation with development of sedimentary volcanic activity, during the span between the Late Triassic and Early Jurassic Massif from Santander.

*Bachelor Thesis

** Facultad Fisico-Chemical. Escuela Geology. Director Jairo Clavijo. Codirector Luis Carlos Mantilla

Introducción

Con cierta frecuencia en la literatura geológica sobre el Jurásico del Macizo de Santander se nombran las unidades definidas como Formación Jordán y Formación Bocas. Para estos conjuntos litológicos, se han implicado pocos estudios específicos posteriores a su definición, ya que se cuenta con limitados modelos y reconstrucciones de su medio de depósito, y no se tiene un estudio estratigráfico que pueda aclarar muchas dudas sobre su extensión, edad y su contexto con los eventos a escala regional definidos para este periodo. Uno de los atractivos de estas unidades, es que son registros de sedimentación continental que guardan evidencias de actividad volcánica que pueden ser utilizadas para interpretaciones sobre la evolución geológica del Macizo de Santander y que no se han tenido en cuenta a lo largo de los años, por la poca información o desconocimiento sobre estas unidades. A partir de un estudio estratigráfico, dataciones radiométricas y un análisis de facies para la Formación Jordán, se busca comprender su distribución, relaciones estratigráficas, ambiente de sedimentación y temporalidad, los cuales, son datos de gran importancia para incorporar en modelos geodinámicos para el Macizo de Santander y los Andes del Norte. El trabajo que se va presentar, es un pequeño aporte a la estratigrafía del Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander, pero es el primer paso para resolver interrogantes de mayor complejidad a futuro.

1. Planteamiento del Problema

El registro sedimentario y volcanoclástico del periodo Jurásico en Colombia carece en varias zonas de estudios detallados de su estratigrafía, origen y edad. Las unidades Jurásicas en el país, se caracterizan en su mayoría por componerse de rocas volcanoclásticas y/o capas rojas, todas ellas con muy baja o ninguna preservación fósil. Esto ha dificultado en gran medida a definir su temporalidad, lo que ha llevado en muchos casos, a su ubicación basados en su posición estratigráfica. La Formación Jordán, ubicada en el Macizo de Santander, es una unidad volcanoclástica definida para el Jurásico Temprano (Ward *et al.*, 1973), Jurásico Temprano-Medio (Royero & Clavijo, 2001) y Jurásico Medio (Rabe, 1977; Bayona *et al.*, 2006) la cual no presenta estudios estratigráficos detallados. A raíz de este desconocimiento, se generan preguntas fundamentales como precisar su edad, contactos y distribución en su localidad tipo y fuera de ella, así como sus facies y ambientes de deposición. Estas respuestas son claves e importantes para el entendimiento de la evolución geológica de la zona. Desde un punto de vista regional, aún no es claro si el registro de actividad volcánica en la Formación Jordán comparte temporalidad con las demás unidades volcanoclásticas de edad Jurásica en Colombia, las cuales, algunas han sido datadas y se agrupan en un rango de Jurásico Temprano-Medio.

2. Justificación

Realizar un estudio estratigráfico de la Formación Jordán y analizar y caracterizar su material volcánico, permitirá determinar si estas rocas presentan mineralizaciones o materiales de interés económico. Este trabajo de investigación aportará información petrográfica, geocronológica, estructural y estratigráfica específica de esta unidad y de las zonas de estudio. Estos resultados van a generar un avance en el conocimiento geológico del área y podrán ser utilizados por otros profesionales de las ciencias de la Tierra.

3. Objetivos

3.1 Objetivo general

Realizar un estudio estratigráfico e interpretación ambiental de la Formación Jordán mediante análisis petrográficos, asociaciones de facies, levantamientos estratigráficos y dataciones radiométricas U-Pb en circones.

3.2 Objetivos específicos

- Determinar las facies de la Formación Jordán mediante el levantamiento de secciones estratigráficas en las localidades de Valle del Río de Oro y Vereda La Mojarra.
- Identificar la distribución espacial de la unidad en las zonas de estudio mediante cartografía geológica escala 1:25000.
- Determinar la relación de contactos estratigráficos, suprayacente e infrayacente de la Formación Jordán en las zonas de estudio.
- Caracterización de las rocas volcánicas de la Formación Jordán, mediante descripciones petrográficas.
- Precisar la edad de la Formación Jordán mediante dataciones radiométricas de las rocas volcánicas con el método U-Pb en Circones.

4. Revisión de la literatura existente

Antes de su definición como Formación Jordán, propuesta por Cediél (1968), esta unidad fue incluida y relacionada previamente dentro de la Formación Girón por Julivert (1958) en su estudio sobre la Morfoestructura de la zona de las Mesas al SW de Bucaramanga, donde observa su carácter discordante con las unidades Cretácicas (Figura 1).

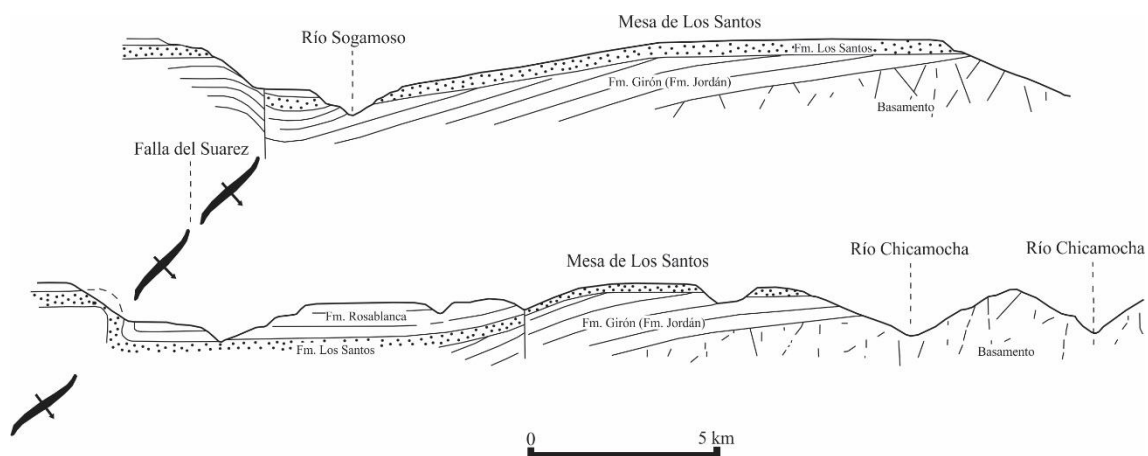


Figura 1. Cortes realizados por Julivert (1958) donde se observa la discordancia angular entre la Formación Girón *sensu* Julivert (1958) (Formación Jordán) y las unidades Cretácicas suprayacentes en el Cañón del Río Chicamocha y Río Sogamoso, al sur de la Mesa de Los Santos. Tomado y modificado de Julivert (1958).

Langenheim (1959) realiza un trabajo sobre la estratigrafía de la Formación Girón en Santander y Boyacá, donde también incluye y relaciona la Formación Jordán dentro de esta unidad. En la descripción realizada por Langenheim (1959), la Formación Jordán se incluye como *Facies Orientales de la Formación Girón*, sobre la Quebrada Monte Grande (ubicada a 1.5 km al suroeste

del pueblo de Jordán Sube) compuesta en la base de una alternancia de arcosas y lodolitas color rojo en capas mayores a 2 metros de espesor. Más arriba en la sección, los lechos de capas de arcosa son más delgadas y menos abundantes (Langenheim, 1959). Toda la roca por encima de los 100 metros basales está compuesta por lodolitas rojas de capas gruesas a delgadas y lodolitas limosas (Langenheim, 1959). Esta sección estratigráfica posee 417 metros de espesor y su contacto suprayacente es discordante con el conglomerado basal de la Formación Tambor *sensu* Morales (1958) (Formación Los Santos *sensu* Cediell, 1968; Laverde, 1985; Etayo-Serna, 1989).

Navas (1963) lleva a cabo un estudio detallado de la Formación Girón en la sección del Río Lebrija, entre las estaciones de Bocas y El Conchal, sobre el ferrocarril de Bucaramanga a Puerto Wilches. El Girón se presenta con una potencia de 2.600 m, en los cuales Navas (1963) distingue un *nivel inferior lutítico* de 550 metros de espesor. Este nivel inferior que se interpretó en ese entonces como perteneciente a la Formación Girón, en realidad se trataba de la Formación Jordán, donde Navas (1963) describe que se encuentra aparentemente concordante con la infrayacente Formación Bocas. Navas (1963) describe de esta manera este *Nivel inferior lutítico* (Formación Jordán) así: “parte basal está constituida por una sucesión de pizarras gris verdosas, con intercalaciones de arenisca, hacia el techo siguen unas lutitas compactas (shales en parte algo pizarrosas de color rojizo) con intercalaciones de areniscas de grano fino a grueso; La mitad superior está formada por una alternancia de lutitas predominantemente rojizas, micáceas, (algunas de color verdoso) compactas y shales rojizos, alternando con una sucesión de areniscas, areniscas cuarzosas, conglomerados cuarzosos con cantos menores de 5 cm y algunos bancos de arcosas cuarzosas; las areniscas predominan sobre el shale”.

Tellez (1964) presenta una cartografía a escala 1: 50.000 de la Mesa de Barichara y la región meridional de la Mesa de Los Santos en el Departamento de Santander. Este mapa es acompañado

de una breve descripción estratigráfica y los rasgos tectónicos de la región. Dentro de este estudio Tellez (1964) reporta dentro del *nivel inferior lutítico* de la Formación Girón (Formación Jordán) algunos mantos de lavas y cineritas ácidas o intermedias sobre el camino real que conduce de Los Santos a Jordán Sube. Estas rocas interpretadas por Tellez (1964) como mantos de lavas en realidad corresponden a ignimbritas (tobas soldadas) que son reconocidas y reportadas años más tarde por Cediel (1968). Por otra parte, en la misma zona, Tellez (1964) cartografía y reporta un dique que corta a la Formación Jordán de forma casi perpendicular al rumbo de las capas, siendo su espesor aproximado de 2 m y aflorando en una longitud de más de 150 m, con una ruptura que lo divide en dos. Esta ruptura observada por Tellez (1964) se trata de una falla normal que corta y desplaza el dique en dos secciones. El espesor máximo del *nivel inferior lutítico* alcanzado en la región es de unos 400 m en Jordán, en donde no alcanza a aflorar la base, presentándose un rápido adelgazamiento hacia el este (Tellez, 1964).

Posteriormente, Cediel (1968) realiza un estudio detallado sobre lo que él denomina Grupo Girón (*sensu* Hedberg, 1931 en Etayo-Serna, 1989). En este trabajo, Cediel (1968) describe la Formación Girón sobre el cañón del Río Lebrija y la subdivide en 8 paquetes litológicos nombrados de A a H. Sobre esta misma investigación Cediel (1968) propone dos nuevas unidades litoestratigráficas: Formación Los Santos y Formación Jordán. La sección tipo de estas unidades fue definida por Cediel (1968) sobre lo que se conoce como “Camino del Roto”, el cual conduce desde la parte sur de la Mesa de Los Santos, bajando sobre el cañón de Río Chicamocha hasta llegar al pueblo de Jordán Sube. En esta zona, la base de la Formación Jordán no aflora (Cediel, 1968). Cediel (1968) da la siguiente descripción de la Formación Jordán: “En esta unidad se pueden distinguir dos conjuntos litológicos, divididos por una zona de transición de aproximadamente 10 m de potencia, sin que entre ellos se manifieste interrupción en la

sedimentación; la parte basal de aproximadamente 100 m de espesor está constituida principalmente por arenisca de grano grueso, en bancos de hasta 1 m de espesor, generalmente de color gris verdoso y conglomerados de cuarzo con cantos de hasta ± 2 cm de diámetro, con esporádicas intercalaciones de lutitas verdosas en lentes alargados de hasta 2 m de potencia; el segundo paquete litológico de 200 m presenta una sucesión ininterrumpida y homogénea de limolitas y areniscas de grano muy fino, rojas, muy bien estratificadas en bancos que varían de 30 a 80 cm de espesor; en la mitad superior del segundo paquete litológico se exhiben dos capas de tobas volcánicas ácidas “*Welded tuffs*” separadas por aproximadamente 80 cm de “*red beds*”, expuestas sobre el camino de herradura que conduce de Los Santos a Jordán Sube” (Cediel, 1968). Estas capas macroscópicamente se observan como una masa pelítica de color amarillo claro con fragmentos de rocas cuarcíticas y esquistos micáceos; con frecuencia parecen fragmentos de pumita comprimida (Cediel, 1968). Microscópicamente se identifican en una matriz criptocristalina fenocristales de cuarzo y feldespatos (Cediel, 1968). Estas tobas soldadas desaparecen rápidamente hacia el occidente; en el Camino del Roto se localizó solamente una capa de 30 cm compuesta principalmente por fragmentos angulares de rocas volcánicas ácidas y metamórficas de hasta 1 cm de diámetro (Cediel, 1968).

Ward *et al.* (1973) realiza un programa de cartografía geológica e investigación mineral sobre el Macizo de Santander. Este programa fue emprendido conjuntamente por el Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras y el U.S. Geological Survey, patrocinado por el Gobierno de Colombia. Dentro de esta investigación se desarrollaron algunos aportes sobre la Formación Jordán, entre ellas, un levantamiento estratigráfico de la unidad por Enrique Aya sobre el cañón del Río de Oro (Ward *et al.*, 1973). Otra sección estratigráfica fue levantada por R. Vargas en el año 1968 en las cercanías del Municipio de Piedecuesta, se trata de una sección con niveles

conglomeráticos compuestos por clastos de rocas ígneas porfiríticas, que son interpretadas como derivadas de una fase del Granito de Pescadero, el cual aflora en las cercanías (Ward *et al.*, 1973). No se han encontrado fósiles en la Formación Jordán y, por consiguiente, su edad se fundamentó en su posición estratigráfica, donde Ward *et al.* (1973), le asignan una edad de Jurásico Inferior.

Posteriormente Ayala-Calvo *et al.* (2005) realizan un estudio paleomagnético y de mineralogía magnética en las Formaciones: Bocas, Jordán, Girón y Los Santos, encontrando direcciones magnéticas en la Formación Jordán con las cuales plantean rotaciones de bloques y posibles traslaciones que condicionaron la depositación de la Formación Girón. Ayala-Calvo *et al.* (2005) reporta sobre la vía Bucaramanga-Ríonegro un nuevo cuerpo que, según la investigación, se trata de un nivel de basaltos localizados dentro de la Formación Jordán. Bayona *et al.*, (2006) realiza un nuevo estudio paleomagnético en diversos sectores, donde incluye a la Formación Jordán, llegando a proponer la traslación en dirección norte de los bloques al occidente de la Falla de Bucaramanga, acompañados por rotaciones horarias en un ambiente tectónico extensional.

Los estudios más recientes fueron llevados a cabo por Arguello & Quintero (2015) donde realizan un estudio estratigráfico de la Formación Jordán, entre el Municipio de Piedecuesta hasta la Punta de la Mesa de Los Santos, en donde, según las asociaciones de facies encontradas y descritas, el ambiente de sedimentación corresponde al tipo fluvial, ambiente lacustre y ambiente volcanoclástico. Se reportan rocas volcánicas asociadas, ignimbritas con textura de flujo y tobas líticas (Arguello & Quintero, 2015).

Suarez & Díaz (2016) realizan un estudio petrográfico y estratigráfico de la Formación Jordán en su localidad tipo, al sur de la Mesa de Los Santos donde, según sus interpretaciones faciales, el ambiente de sedimentación de la formación corresponde a fluvial-lacustre, relacionado con un lago de grandes dimensiones, en condiciones oxidantes. Las rocas volcánicas presentes en la zona se

formarían en un ambiente de arco volcánico, con ignimbritas generadas por el colapso de la columna eruptiva (Suarez & Díaz, 2016).

5. Metodología de Trabajo

5.1 Trabajo de campo

De forma inicial, se realizó el reconocimiento de un área extensa en los alrededores de los Municipios de Bucaramana, Piedecuesta, Matanza, Los Santos y Jordán Sube, donde se ha reportado y cartografiado la Formación Jordán. De esta manera, se escogió el Valle del Río de Oro en el norte de Bucaramana y la localidad tipo de la Formación Jordán propuesta por Cediel (1968), en el escarpe sur de la Mesa de Los Santos, como las dos zonas de trabajo, donde se encuentran expuestos los mejores afloramientos y las rocas de interés para la investigación. Fue necesaria la cartografía de las zonas de trabajo a escala 1:25000, con el objetivo de entender la distribución y relaciones entre las unidades aflorantes. Para la cartografía, se utilizaron como base topográfica los mapas suministrados por el IGAC a escala 1:25000 (planchas 135-II-B; 120-IV-D; 109-IV-C; 109-IV-A).

5.2 Columnas estratigráficas

Para el levantamiento de secciones estratigráficas se aplicó inicialmente el método de poligonal abierta, con control cartográfico-estructural. El objetivo de este método fue identificar fallas o estructuras (pliegues) que se pueden desarrollar a lo largo de la sección, ya que esto puede influir en la medición del espesor final de la unidad. Para la medición del espesor de la sucesión sedimentaria, se utilizó posteriormente la técnica del bastón de Jacob (Compton, 1985). Se elaboró un formato de sección estratigráfica de campo para la transcripción de las características sedimentológicas y paleontológicas. El espesor de estratos se describió de acuerdo a los definidos por Cambell (1967). Las descripciones texturales y composicionales de las rocas sedimentarias al igual que la descripción de los afloramientos, fueron llevados a cabo por la metodología planteada en el Proyecto Cretácico (Etayo-Serna, 1985). La representación de columnas estratigráficas consta de dos columnas detalladas a escala 1:100. Dichas columnas incluyen geometría de contactos, litología, tamaño de grano, y características texturales y composicionales destacables. La posición estratigráfica de las muestras y asociaciones de litofacies también son graficadas en las diferentes columnas.

5.3 Petrografía

Se realizó el análisis petrográfico de 11 secciones delgadas de las diferentes litologías de la Formación Jordán, con el objetivo de conocer sus características texturales y composicionales. En la selección de las muestras se buscó incluir rocas volcánicas y sedimentarias. Para la clasificación textural y composicional de las rocas sedimentarias terrígenas se utilizó Folk (1974). La

clasificación de las rocas volcánicas (tobas) se utilizó el diagrama de Schmid (1981). Para la clasificación de rocas sedimentarias terrígenas y volcánicas se realizó un conteo tradicional, distribuidos en toda la sección delgada, incluyendo armazón, matriz y cemento. En cada punto se tienen en cuenta la composición de la partícula y el tamaño, adicionando una descripción textural y composicional general de las rocas.

5.4 Sedimentología

El análisis sedimentológico de la Formación Jordán se realizó mediante la identificación de facies existentes, la formulación de asociaciones de litofacies, y una posterior interpretación de procesos y ambientes sedimentarios. Las asociaciones de facies e interpretaciones ambientales fueron definidas con base en el modelo ambiental lacustre de Gierlowski-Kordesch & Kelts (1994), modificado en Arche (2010). Los subambientes se definieron con base en los modelos en Arche (2010). Las icnofacies fueron definidas de acuerdo a Buatois & Mangano (2004b, 2011).

5.5 Geocronología U-Pb en circones

La datación de los circones estudiados en el marco del presente trabajo, se realizó en el Arizona LaserChron Center de la Universidad de Arizona (Tucson, AZ, USA), utilizando un Espectrómetro de Masas con Multicolectores con acoplamiento de plasma inducido (MC-ICP-MS), marca GVI Isoprobe, el cual a su vez está acoplado a un sistema de ablación laser (marca New Wave Instruments and Lambda Physik). Todo el sistema mencionado, se referencia en la literatura

especializada mediante las siglas LA-MC-ICPMS: *laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*.

Para la ablación de los circones (previamente colectados mediante la molienda de la roca y la concentración de los mismos), se utilizó un láser tipo DUV193 Excimer, el cual opera a una longitud de onda de 193 nm. El material obtenido de la ablación es transportado con gas helio a la fuente de plasma. El espectrómetro, se encuentra configurado para analizar simultáneamente los isótopos de U, Th, y Pb. Todas las medidas se hacen en modo estático, usando detectores Faraday para ^{238}U y ^{232}Th , un canal para conteo de iones de ^{204}Pb , y colectores Faraday para 208-206Pb. El punto donde se realiza la ablación, tiene una profundidad de ~15 micrones y un diámetro de ~35 micrones. Por cada análisis, los errores en la determinación de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, producen una incertidumbre en la medida de ~1% (2-sigma). Una descripción más detallada entorno a las características de la instrumentación utilizada y los procesos de análisis y medición, se puede consultar en los trabajos de Gehrels *et al.* (2006, 2008). Las constantes de desintegración utilizadas son las reportadas en Steiger & Jäger (1977), la corrección de ^{204}Pb se realiza utilizando el modelo de Stacey & Kramers (1975). El procesamiento y análisis de datos geocronológicos se realizó utilizando el software IsoplotR (Vermeesch, 2018) e Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003).

6. Localización

La zona de estudio se localiza en las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental de Colombia, en áreas pertenecientes a los Municipios de Jordán Sube, Los Santos, Lebrija, Girón, Bucaramanga, Matanza y Rionegro, en el Departamento de Santander (Figura 2).

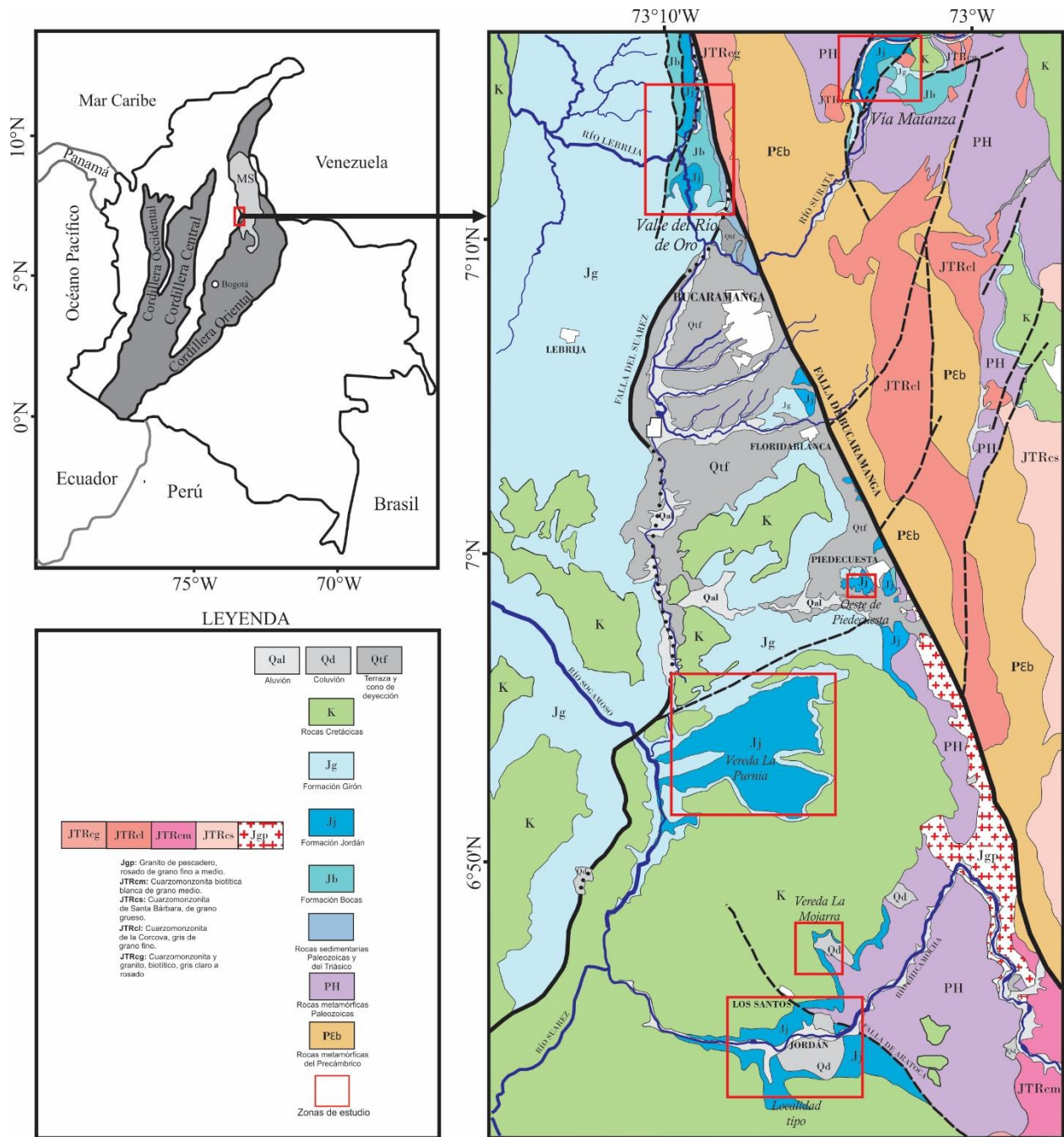


Figura 2. Localización de zona de estudio. Izquierda: ubicación geográfica, tomado y modificado de Mantilla, *et al.* (2016b). Derecha: Mapa geológico de la zona, tomado y modificado de Ward *et al.* (1977).

6.1 Marco geológico regional

Rocas de edad Jurásica expuestas en los Andes del Norte se encuentran en una franja de dirección NW-SE, que se extiende desde Ecuador y Colombia hasta los límites con Venezuela (Mojica & Kammer, 1995). En los Andes Colombianos, las rocas ígneas plutónicas Jurásicas se dividen en dos cinturones subparalelos (Figura 3), el primero de ellos ubicado en la Cordillera Oriental (Macizo de Santander) con edades comprendidas entre los 202 y 195 Ma (Goldsmith *et al.*, 1971; Dörr *et al.*, 1995; Van der Lelij, R., 2013); y el segundo, desarrollado sobre la Cordillera Central y Sierra Nevada de Santa Marta, habiéndose establecido entre los 194 y 182 Ma (Leal-Mejía, 2011). Los resultados de datos geoquímicos y geocronológicos de los intrusivos en los dos cinturones, indican que hacían parte de un arco magmático, relacionado con la subducción al este de la placa oceánica protopacífica debajo del Escudo de Guyana (Tschanz *et al.*, 1974; Sillitoe *et al.*, 1982; Aspden *et al.*, 1987; Dörr *et al.*, 1995; Van der Lelij, R., 2013; Spikings *et al.*, 2015).

Espesas secuencias de rocas sedimentarias interestratificadas con rocas volcánicas Jurásicas de composiciones intermedias y félsicas, han quedado registradas en unidades del Valle Superior y Medio del Magdalena, Serranía de San Lucas, Serranía de Perijá, estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Península de la Guajira (Maze, 1984; Mojica *et al.*, 1996; Zuluaga *et al.*, 2015) las cuales comprenden edades entre 194 y 182 Ma (Leal-Mejía, 2011; Zuluaga *et al.*, 2015; Rodríguez *et al.*, 2016; Correa *et al.*, 2019). Las rocas volcánicas Jurásica están asociadas principalmente a ambientes continentales que se acumularon en cuencas extensionales (Mojica *et al.*, 1996; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006), aunque el registro sedimentario es posible que haya iniciado a partir del Triásico, en depresiones tectónicas desarrolladas localmente. (Mojica & Kammer, 1995).

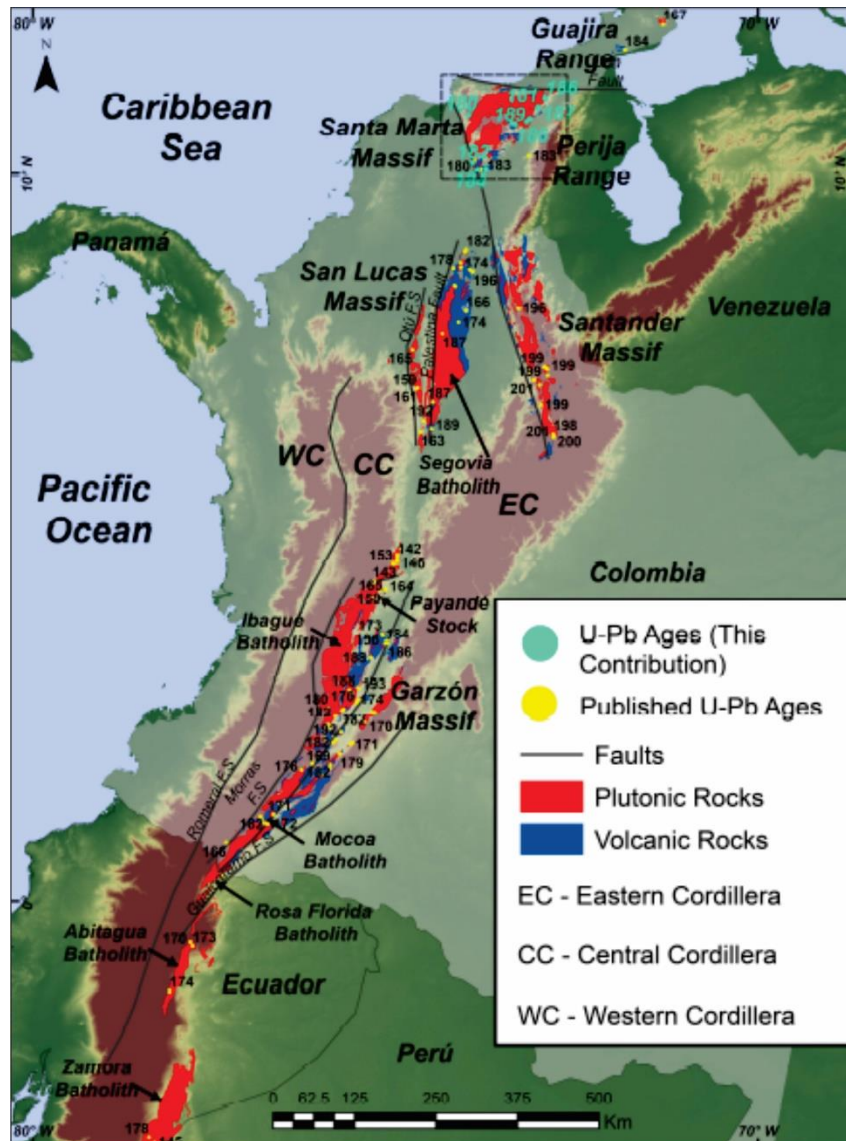


Figura 3. Distribución y edades U-Pb de las diferentes unidades plutónicas y volcánicas Jurásicas de los Andes Colombianos. Tomado y modificado de Quandt *et al.* (2018).

6.2 Geología del Macizo de Santander

El Macizo de Santander forma el margen suroeste del Bloque de Maracaibo, y es la continuación norte de la Cordillera Oriental de Colombia (Macellari, 1984), donde la cordillera se divide para formar los Andes de Mérida en Venezuela y al noreste la Serranía de Perijá. Al noroeste

de Bucaramanga, el margen occidental del Macizo de Santander está definido por la Falla de Bucaramanga, aunque este basamento se encuentra aflorando en algunas zonas a ambos lados de la falla, como en su encuentro con el Macizo de Floresta al sur (Van der Lelij, 2013) y también hacia el Cañón del Chicamocha. Se han distinguido tres unidades metamórficas del basamento cristalino del Macizo de Santander en la Cordillera Oriental Colombiana, la más antigua es el Gneis de Bucaramanga de edad Neoproterozoica, seguido de los Esquistos del Silgará y Ortogneis de edad Ordovícico Temprano, las cuales registran los principales eventos de metamorfismo regional que han afectado a éste sector de los Andes septentrionales, y que están relacionados con las orogénias Grenvilliana y Famatiniana (Cordani *et al.*, 2005; Restrepo-Pace & Cediél, 2010; Mantilla *et al.*, 2013; Van der Lelij, 2013; Mantilla *et al.*, 2016). Este basamento metamórfico es intruido por granitoides Silúricos (Granito de Durania) y los grandes batolitos del “Grupo Plutónico de Santander” (Ward *et al.*, 1973), que presentan un rango temporal desde finales del Triásico Tardío a inicios del Jurásico Temprano (Goldsmith *et al.*, 1971; Dörr *et al.*, 1995; Van der Lelij, 2013; Mantilla *et al.*, 2013) (Figura 4).

7. Registro sedimentario Jurásico en el Macizo de Santander

El registro sedimentario del Jurásico en el Macizo de Santander y sus estribaciones está representado por la Formación Bocas del Jurásico Temprano? (Remy *et al.*, 1975) y la Formación Jordán (unidad volcanoclástica) del Jurásico Temprano-Medio? (Ward *et al.*, 1973; Rabe, 1977;

Royero & Clavijo, 2001; Bayona *et al.*, 2006), las cuales representan un registro continuo de sedimentación. Esta secuencia sedimentaria se encuentra en discontinuidad estratigráfica con la Formación Girón de edad Jurásico Tardío (Rabe, 1977; Pons, 1982; Horton *et al.*, 2015), que se caracteriza por un potente espesor (± 3000 m) de areniscas, *red beds*, areniscas conglomeráticas y conglomerados que contienen en algunas ocasiones, clastos de granitoides rosados del Grupo Plutónico de Santander del Triásico-Jurásico (Ward *et al.*, 1973). La Formación Girón se encuentra en continuidad estratigráfica con rocas sedimentarias del Cretácico Inferior (Laverde & Clavijo, 1985; Etayo-Serna, 1989).

7.1 Formación Bocas

La Formación de Bocas fue designada primero como “Bocas Series” por (Dickey, 1941) para incluir la serie menos fosilífera desde el sitio denominado como “Puente tierra” al Corregimiento Las Bocas, a lo largo de la carretera norte de Bucaramanga (Ward *et al.*, 1973). En el área de la localidad tipo, las rocas están compuestas principalmente de lodolitas oscuras, shale, limolitas y areniscas ligeramente calcáreas. A esto le siguen capas carbonosas y un nivel de calizas. Las capas generalmente barren en dirección N-S y ocupan un espacio de 2 km de ancho. Su espesor es difícil de estimar, pero según la sección compuesta medida en Ward *et al.* (1973) sobre la Quebrada Santa Elena y al sur del Corregimiento de Bocas, calculan una potencia de 589 m. La Formación Bocas descansa en discontinuidad estratigráfica sobre las calizas de la Formación Diamante y se encuentra en contacto concordante con la suprayacente Formación Jordán al sur del Corregimiento de Bocas. El color negro de algunas lodolitas indica el contenido de sustancia carbonosa. Los restos de plantas y gasterópodos son comunes, pero más notable es la abundancia de ostrácodos y

conchostracos en las lodolitas color oscuro. Una sección continua de la Formación Bocas se encuentra hacia el extremo oriental de Aguachica, sobre la carretera Aguachica-Río de Oro (Clavijo, 1996). En esta localidad, la unidad se compone de areniscas gris verdosas y lodolitas abigarradas, con intercalaciones esporádicas de calizas y algunas tobas de composición intermedia. La Formación Bocas se considera del Jurásico Temprano a partir de datos bioestratigráficos de plantas y polen (Remy *et al.*, 1975).

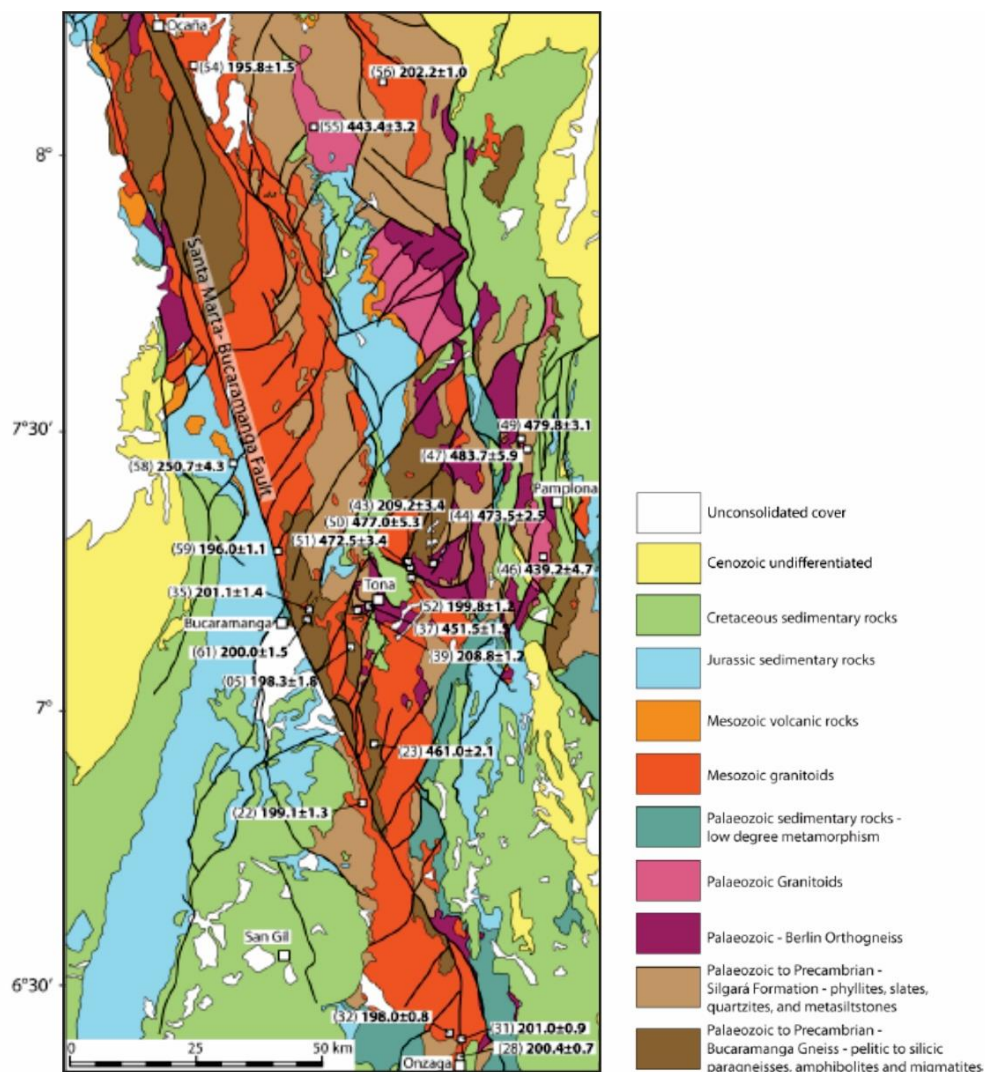


Figura 4. Distribución y edades U-Pb de las unidades ígneo-metamórficas del Macizo de Santander. Tomado y modificado de Van del Lelij (2013).

7.2 Formación Jordán

Esta unidad fue definida por Cediél (1968) sobre el denominado “Camino del Roto”. En su localidad tipo, ubicada en el escarpe sur de la Mesa de los Santos, consiste en intercalaciones de *red beds* de limolitas, arenisca de grano fino y muy fino con rocas volcanoclásticas (tobas de caída e ignimbritas) de composición riolítica. Diferentes autores han reportado ocurrencias de rocas volcánicas dentro de la Formación Jordán en el Macizo de Santander (Dickey, 1941; Langenheim, 1959; Tellez, 1964; Cediél, 1968). Este componente volcánico dentro de la unidad se encuentra restringido, y su distribución areal es relativamente pequeña, concentrándose principalmente en su localidad tipo (Cañón del Río Chicamocha) y en los alrededores de la Mesa de Los Santos. Las rocas volcánicas interestratificadas en la Formación Jordán representan una de las principales evidencias del vulcanismo del Jurásico en el Macizo de Santander, donde las ignimbritas son las rocas volcánicas de mayor abundancia dentro de la unidad. Se han propuesto diferentes edades para la Formación Jordán basada en su posición estratigráfica como Jurásico Temprano (Ward *et al.*, 1973), Jurásico Temprano-Medio (Royero & Clavijo, 2001) y Jurásico Medio (Rabe, 1977; Bayona *et al.*, 2006), esto se debe a que nunca se han encontrado fósiles dentro de la unidad, a excepción de trazas fósiles mal preservadas. La Formación Jordán se encuentra en continuidad estratigráfica con la infrayacente Formación Bocas y en discordancia con la Formación Girón y la Formación Los Santos.

7.3 Formación Girón

Fue Hettner (1892) quien introdujo el término “Piso Girón” dentro de la estratigrafía Colombiana, llamando así a un conjunto potente de areniscas, conglomerados y limolitas color marrón rojizo que se encuentran aflorando al oeste de Bucaramanga y deriva su nombre de la población de Girón. La sección tipo de la Formación Girón fue definida por Langenheim (1959) sobre el Valle del Río Lebrija, entre las estaciones Bocas y El Conchal del ferrocarril de Bucaramanga-Puerto Wilches. El estudio más detallado de la unidad fue llevado a cabo por Cediel (1968), quien divide la unidad en conjuntos y calcula un espesor de 4650 m en la sección tipo, sobre el Río Lebrija. Años más tarde este autor (Cediel, 2001) realiza una serie de consideraciones sobre su trabajo de 1968, donde se retracta del espesor calculado y propone que su valor real puede ser la mitad. Esta consideración muestra que los espesores calculados para la Formación Girón en su sección tipo por Julivert (1958), Langenheim (1959) y Navas (1963) muestran un valor más aproximado al real. La edad de la Formación Girón está basada en fósiles de plantas de la especie *Phlebopteris branneri* y palinomorfos (Pons, 1982), que definen una edad de Jurásico Tardío y parte de Cretácico Temprano?. La Formación Girón se encuentra en contacto discordante con las Formaciones Bocas y Jordán, y en continuidad estratigráfica con la Formación Los Santos (Laverde & Clavijo, 1985; Etayo-Serna, 1989).

7.4 Formación Los Santos (Cretácico Temprano)

Inicialmente fue denominada como Formación Tambor por Hedberg (1931), a una secuencia sedimentaria que aflora sobre el Cañón del Río Lebrija a lo largo del ferrocarril Bucaramanga-

Puerto Wilches, cerca del caserío “El Tambor”. Cediell (1968) propone denominar Formación Los Santos a las sedimentitas que anteriormente se conocían con el nombre de Formación Tambor en la región de las Mesas y Cuestas, y anota que estos materiales se encuentran bien expuestos a lo largo del denominado “Camino del Roto” sobre el escarpe sur de la Mesa de Los Santos. Su nombre deriva de la población de Los Santos. La Formación Los Santos se compone de conglomerados y areniscas conglomeráticas en su base, hacia la parte media y tope, está constituida principalmente por cuarzo arenitas y en menor proporción lodolitas y lodolitas arenosas. La Formación Los Santos tienen un origen continental, asociado a depósitos en diferentes ambientes de un sistema fluvial (Laverde, 1985). Se encuentra en contacto discordante con La Formación Jordán y en continuidad estratigráfica con la Formación Girón y la Formación Cumbre (Laverde, 1985; Laverde & Clavijo, 1985). La edad asignada para la Formación Los Santos es Berriasiano (Etayo-Serna & Rodríguez, 1985).

8. Estratigrafía física de la Formación Jordán

En este capítulo se describen las diferentes localidades y secciones estratigráficas en las que se identifica y se cartografía la Formación Jordán. Cada descripción se hizo teniendo en cuenta las características texturales, composicionales, estructuras sedimentarias, estructuras biogénicas, fósiles, geometría de los estratos y sus relaciones y tipo de contactos con las unidades suprayacentes e infrayacentes. También se describen estructuras, pliegues y deformación asociada a las unidades estudiadas en esta investigación. (Anexos mapa)

8.1 Valle del Río de Oro

La primera zona de estudio se encuentra sobre las antiguas vías férreas en el Cañón del Río de Oro. 1 km al sur del Corregimiento Las Bocas, se activa una serie roja de 772 m de espesor entre las Formaciones Bocas y Girón. Son rocas sedimentarias color marrón-rojizo muy uniformes, donde predominan las areniscas de grano fino y limolitas ligeramente calcáreas. Esta sucesión es definida como la Formación Jordán. Sobre la vía, la unidad se encuentra bien expuesta y se realiza un levantamiento estratigráfico con el método de poligonal abierta y bastón de Jacob (Figura 5). La Formación Jordán presenta características muy homogéneas y cambios granulométricos que son muy difíciles de diferenciar a simple vista. Basados en la descripción detallada y el levantamiento de una columna estratigráfica escala 1:100 (anexos columna), permitió el reconocimiento de las siguientes divisiones o rasgos litoestratigráficos distintivos:

Formación Bocas (parte superior)

Consiste en capas gruesas de geometría tabular y aspecto masivo de limolitas color gris verdoso, en ocasiones ligeramente calcáreas. Su estratificación no es pronunciada. Se observa principalmente la presencia de cuarzo y moscovita como mineral común en la composición de las rocas. Se reporta en un estrato muy grueso de limolita arcillosa la presencia de restos carbonizados de plantas de 3 a 5 mm, también se encuentran fósiles carbonizados de hojas correspondientes a helechos. Las hojas de este helecho se asemejan morfológicamente a los estudiados e identificados como *Phlebopteris branneri* en la Formación Bocas por Remy *et al.* (1975). El espesor descrito de la parte superior de la Formación Boca hasta el contacto con la Formación Jordán es de 12 m.

Formación Jordán

-Segmento A

El contacto entre la Formación Bocas y Jordán es continuo y definido por el cambio de coloración de las capas, que pasan de gris verdoso a marrón rojizo muy intenso. El segmento A inicia con limos masivos color marrón rojizo en capas muy gruesas de geometría tabular, que se intercalan con areniscas lodosas de grano fino y muy fino. De forma ocasional, algunas capas son ligeramente calcáreas hacia la parte media y hacia el tope.

-Segmento B

Hacia la base, se inicia con una serie monótona de areniscas de grano fino marrón rojizas de aspecto masivo, ligeramente calcáreas, en capas que varían de espesor entre los 0.6 y 3 m. Los planos de estratificación son difusos. En la parte media, se intercalan limolitas masivas ricas en moscovita. Se mantiene la tonalidad marrón rojiza de forma uniforme. Las capas varían entre los 2 y 1.5 m de potencia. El tope se asemeja litológicamente a la base, pero se reporta hacia la última capa la aparición de nódulos calcáreos, los cuales presentan formas elipsoidales y subesféricas, con tamaños que rondan entre los 2 y 6 mm.

-Segmento C

Se caracteriza por la presencia de areniscas lodosas de grano fino y muy fino masivas ligeramente calcáreas, su geometría es tabular, en capas de espesor variable entre los 0.5 y 1 m. Se evidencia la aparición en algunos estratos de nódulos calcáreos de formas subesféricas e irregulares, sus tamaños oscilan entre los 2 y 8 mm. La coloración de las capas es homogénea y mantienen su tonalidad marrón rojiza intensa.

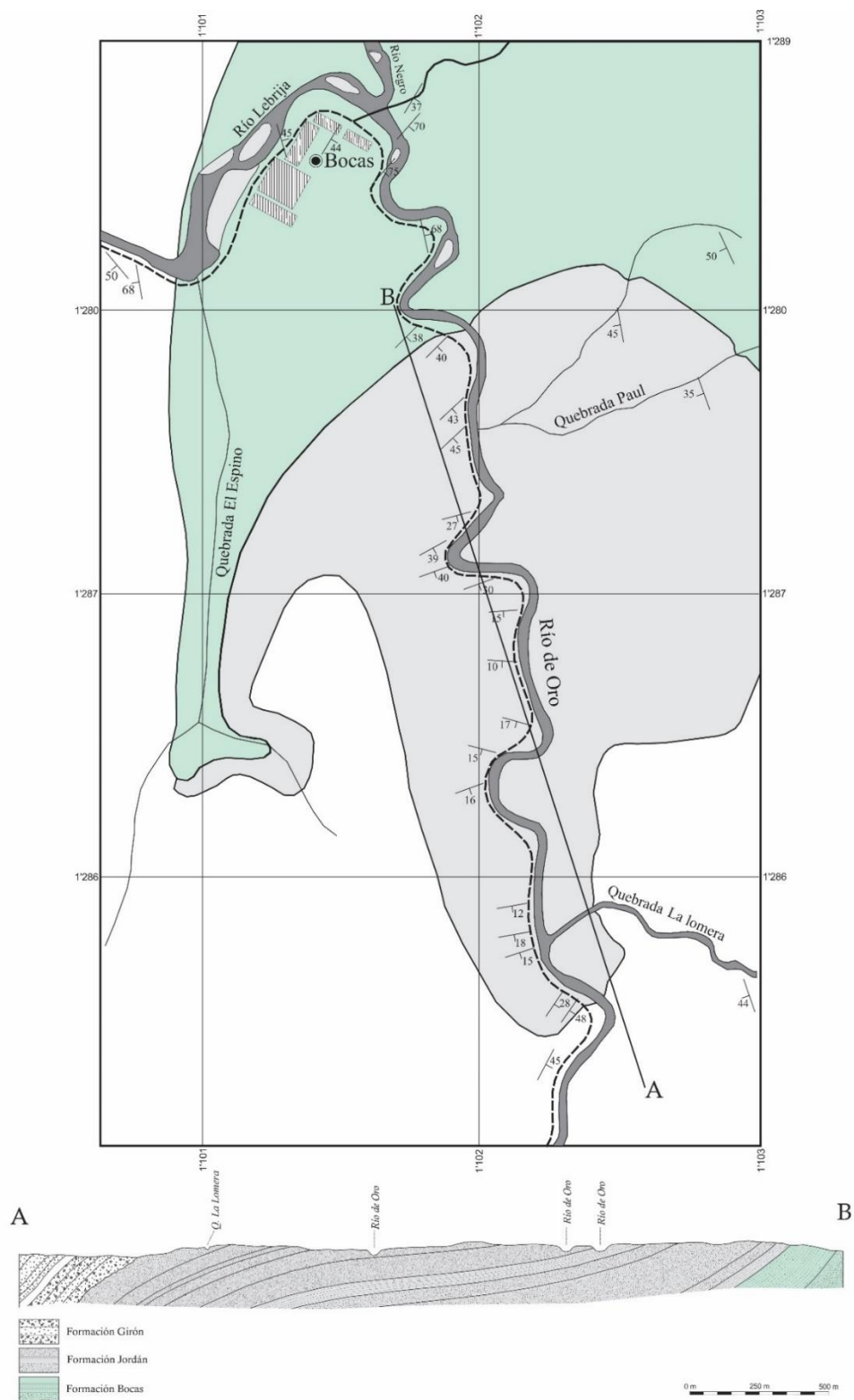


Figura 5. Poligonal y corte estructural de la Formación Jordán sobre la sección del Valle del Río de Oro.

-Segmento D

Se inicia en la base con areniscas de grano fino ligeramente calcáreas, su coloración es marrón rojiza, si bien el aspecto de las capas es masivo, localmente se detecta laminación planoparalela la cual se observa truncada y parcialmente distorsionada por la interacción de organismos con el sedimento. El espesor de los estratos varía principalmente entre los 0.5 m y 2 m, exceptuando el desarrollo de una capa con una potencia que ronda los 4 m. De forma local, se dispone un estrato lenticular de arenisca lítica de grano muy grueso de poca extensión lateral, la cual es ligeramente calcárea. Hacia la parte media, se exponen una interestratificación de capas medianas de lodolitas y areniscas de grano fino, de geometría tabular. Hacia el tope las areniscas de grano fino ligeramente calcáreas predominan. Un estrato con un rasgo distintivo respecto a todas las capas aparece en la parte superior de este segmento, se trata de una arenisca de grano fino ligeramente calcárea de tonalidad gris verdosa. Los lechos ligeramente calcáreos de este segmento presentan de forma ocasional el desarrollo de nódulos carbonatados de tamaños entre los 5mm y 8mm (Figura 6).



Figura 6. Afloramiento del segmento D de la Formación Jordán

-Segmento E

Segmento homogéneo de areniscas de grano fino y muy fino interestratificadas con limolitas en capas muy gruesas que varían principalmente de 2 m hasta los 4 m de potencia. Las capas son masivas y su coloración marrón rojiza se mantiene en todo el segmento. El desarrollo de nódulos calcáreos en algunos estratos también es característico, sus tamaños oscilan entre los 5mm y 10mm.

-Segmento F

A diferencia de los segmentos anteriores este se distingue por la presencia de capas gris verdosas de areniscas de grano fino y muy fino interestratificadas con limolitas de la misma tonalidad. Es espesor de los estratos oscila entre 1.5m a 3.5 m en forma general. En este segmento también se presentan areniscas de grano muy fino color marrón rojizo, pero son minoritarias. En diferentes estratos se observan nódulos calcáreos de forma subsférica e irregular con tamaños que no superan 1 cm.

-Segmento G

Predominancia de areniscas de grano muy fino color marrón rojizo y gris verdoso, que se interestratifican con limolitas y areniscas de grano muy fino. Hacia la base, los estratos son muy potentes y sus espesores oscilan entre 2 m a 3,5 m. Hacia el tope el segmento termina con un estrato de conglomerado de gránulos ligeramente calcáreo, que se compone en gran parte por cuarzo blanco, en menor proporción por fragmentos líticos tamaño arena muy gruesa. Las rocas en este segmento son en su gran mayoría ligeramente calcáreas.



Figura 7. Apariencia de las capas del segmento G de la Formación Jordán.



Figura 8. Afloramiento del Segmento G sobre salida del túnel perteneciente a la antigua Vía férrea.



Figura 9. Apariencia de las capas del segmento G de la Formación Jordán sobre el Río de Oro



Figura 10. Afloramientos del tope del segmento G de la Formación Jordán.

-Segmento H

Este corresponde al segmento superior de la Formación Jordán. En la parte basal se caracteriza por la presencia limolitas masivas ligeramente calcáreas de color gris verdoso, estas se disponen en estratos muy gruesos y sus planos de estratificación son difusos. Hacia la parte media y superior, inicia el predominio de areniscas de grano fino masivas color marrón rojizo en estratos muy gruesos, algunos superan los 3 m.



Figura 11. Apariencia de las capas basales de segmento H de la Formación Jordán



Figura 12. Parte inferior del segmento H de la Formación Jordán.

De forma esporádica se presentan algunas capas con tonalidad gris verdosa, pero estas representan un porcentaje muy bajo. Solo hacia el tope, justamente cerca al contacto con la Formación Girón, aparecen de nuevo estas tonalidades en las rocas, con la particularidad que su coloración es más oscura. El componente calcáreo está presente en la mayoría de las rocas y algunas desarrollan pequeños nódulos carbonatados que no superan los 5 mm. El contacto entre la Formación Jordán y la Formación Girón se encuentra cubierto en la antigua vía férrea, pero hacia la margen oriental del Valle del Río de Oro, se puede observar de forma notoria y marcada el cambio morfológico entre las capas superiores del Jordán y los conglomerados basales de la Formación Girón. Debido a este cambio drástico en litología se asumen una discordancia (Figura 15). Esta discordancia también es reportada por (Ward *et al.*, 1973; Rabe 1977).

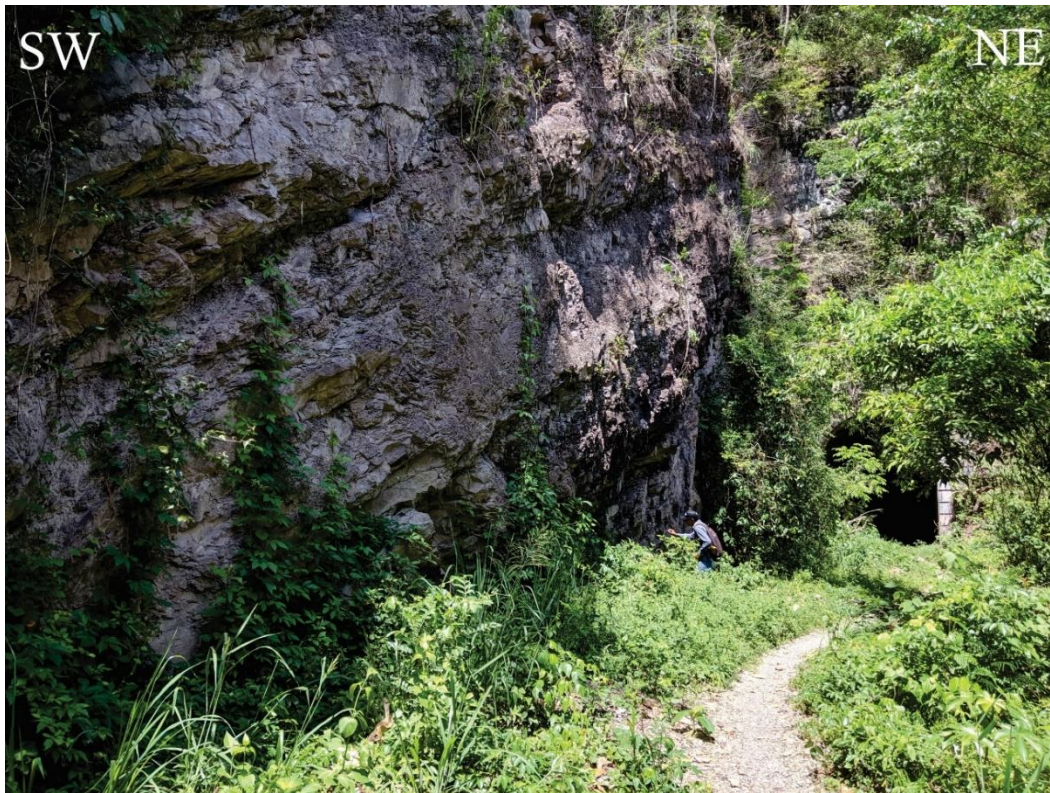


Figura 13. Tope del segmento H de la Formación Jordán



Figura 14. Apariencia de los estratos de la Formación Jordán en el tope del Segmento H.

-Formación Girón (capas basales)

Se caracteriza hacia la base por bancos gruesos de más de 2 m de espesor de conglomerados y areniscas conglomeráticas masivas de color gris. Estas rocas están constituidas por guijos y gránulos principalmente de cuarzo y minoritariamente de líticos de rocas volcánicas? y lodolitas negras. Su matriz es de arena gruesa a muy gruesa, donde el cuarzo y la moscovita son los minerales más abundantes. El espesor descrito de la parte basal de la Formación Girón es de 10 m.



Figura 15. Cambio morfológico de las capas basales de la Formación Girón sobre el Río de Oro.



Figura 16. Aspecto de las capas de areniscas conglomeráticas pertenecientes a la base de la Formación Girón.

8.2 Localidad Tipo

La Formación Jordán en su localidad tipo ubicada en el cañón del Río Chicamocha, al Sur de La Mesa de los Santos (Cediel, 1968), es una unidad que se caracteriza por una sucesión volcanoclástica, donde se alternan areniscas y limolitas color marrón rojizo con lechos de material epiclástico y estratos de tobas riolíticas. El espesor de la unidad ronda los 500 m (Suarez & Díaz, 2016). La parte más basal de la unidad puede observarse sobre los afloramientos de la Quebrada Montegrande, justamente en este tramo, se desarrolla un anticlinal suave y amplio donde quedan al descubierto en el núcleo, una sucesión estratos gruesos y muy gruesos de areniscas de grano medio y grueso color gris verdoso, algunas de forma esporádica son ligeramente conglomeráticas, con guijos exclusivamente de cuarzo blanco, también tiene desarrollo de laminación inclinada y tangencial. Las areniscas se encuentran interestratificadas con paquetes de forma cuneiforme y acanalada de lodolitas color gris verdoso. Sobre esta secuencia, el material volcánico se encuentra ausente al igual que la coloración rojiza que caracteriza a la Formación Jordán. Justamente sobre un estrecho que se forma en el Río Chicamocha, localizado en el “Hostal Shangrila” se puede observar de forma clara el contacto de estas areniscas verdosas con las suprayacentes *red beds* características de la Formación Jordán (Figura 17). Según los cálculos, Cediel (1968) propone un espesor de aproximadamente 100 m para estas areniscas verdosas basales.



Figura 17. Contacto entre las areniscas verdosas basales y las *red beds* del conjunto superior de Formación Jordán en la localidad tipo.

El conjunto superior de *red beds*, es una alternancia muy monótona de areniscas de grano fino y muy fino con limolitas. Interestratificadas con estas litologías, aparecen estratos de tobas riolíticas. Estas capas volcánicas presentan poca continuidad lateral, pero se repiten de forma episódica a lo largo de todo este conjunto superior. Sobre el camino real que conduce del Municipio de Los Santos a Jordán Sube, el material volcánico es más abundante, donde se distinguen estratos potentes de ignimbritas de composición félsica (Figura 19), con textura eutaxítica, fundamentalmente compuestas de fragmentos de pumita comprimida, cristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, minerales arcillosos, fragmentos líticos de rocas volcánicas (riolitas de textura porfirítica y afanítica) y líticos accidentales de esquistos moscovíticos y cuarcitas. Los afloramientos de rocas volcánicas son muy episódicos y discontinuos a lo largo del sendero, pero se puede apreciar que algunas capas son muy potentes y pueden superar los 3 m de espesor. Otros productos volcánicos expuestos sobre en camino son

tobas de ceniza gruesa de composición félsica, lechos de material epiclástico y un importante reporte hacía la parte superior de una brecha volcánica monolítica, compuesta exclusivamente por líticos angulares de riolitas de textura porfirítica de 4 cm en una matriz vítrea color pardo rojizo (Figura 18).



Figura 18. Brecha volcánica monolítica de la Formación Jordán.

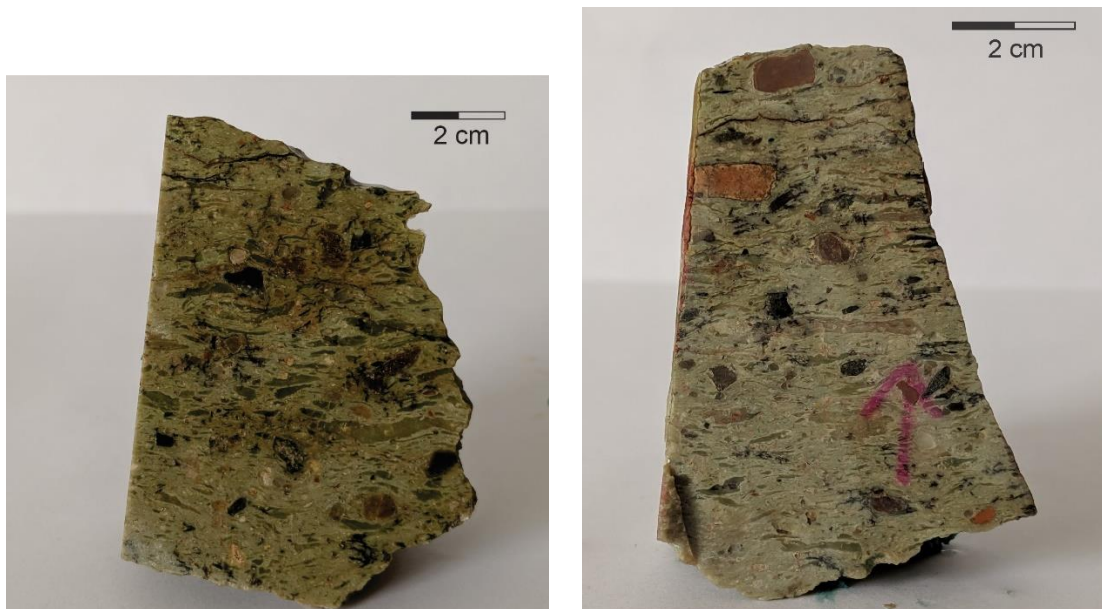


Figura 19. Apariencia de las ignimbritas de la Formación Jordán.

El contacto suprayacente de la Formación Jordán se encuentra en discordancia angular con los conglomerados basales del Miembro Camino del Roto de la Formación Los Santos, discordancia que es muy notoria en algunas zonas de la localidad tipo (figura 20). Según el reporte de Cediel (1968) se pueden observar una discordancia angular de $\pm 30^\circ$ sobre la Quebrada Montegrande entre las dos unidades.



Figura 20. Discordancia angular entre el contacto de la Formación Jordán y Formación Los Santos en la Localidad tipo.



Figura 21. Aspecto morfológico de las Formaciones: Jordán, Los Santos y Rosa Blanca sobre el Cañón del Río Chicamocha.



Figura 22. Contacto entre la Formación Jordán y la Formación Los Santos sobre “El Camino del Roto”. Imagen suministrada por Fabio Laverde.

El conjunto superior de *red beds* en la localidad tipo es cordado de forma casi perpendicular al rumbo de las capas por un dique de composición máfica de aproximadamente 2 m de espesor (Figura 23). Este dique puede observarse sobre el camino real que conduce de Los Santos a Jordán Sube, además, se encuentra cortado y desplazado por una falla de cinemática normal. El dique corta las capas de la Formación Jordán hasta el contacto con la base de la Formación Los Santos, donde se observa discordante sobre esta unidad suprayacente. La incidencia de este cuerpo ígneo únicamente sobre la Formación Jordán, y el carácter discordante de la Formación Los Santos sobre el mismo, se sugiere una edad preCretácica, según la edad propuesta para la Formación Los Santos de Berriasiano (Etayo & Rodríguez, 1985).

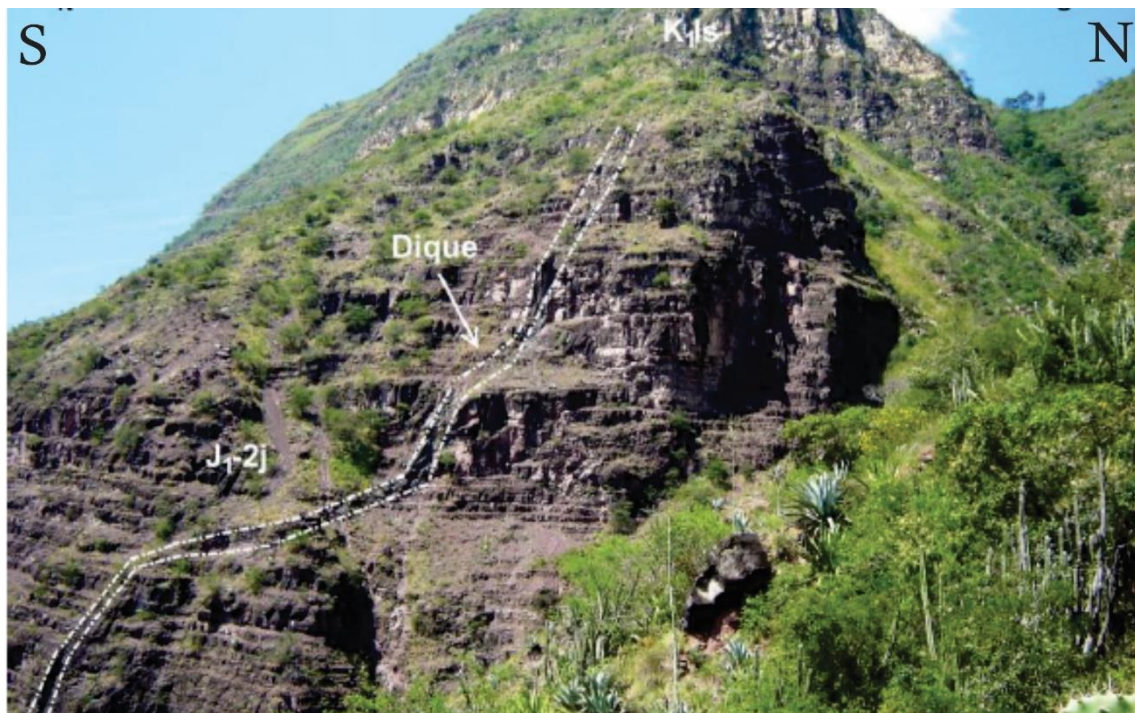


Figura 23. Dique de composición máfica cortando el segmento superior de la Formación Jordán. Tomado y modificado de Morales *et al.* (2010).

8.3 Vereda La Mojarra

Hacia el E de la localidad tipo, justamente al cruzar el trazo de la Falla de Aratoca, la Formación Jordán se adelgaza bruscamente y se expone su base, donde se encuentra en contacto inconforme con los Esquistos del Silgará (Figura 25). Sobre esta zona las areniscas verdosas basales de la localidad tipo desaparecen, al igual que la presencia de rocas volcánicas de origen primario, solo se conservan las facies epiclásticas. Su espesor en cálculos visuales puede llegar a tener aproximadamente 200 m. Los afloramientos en la zona son de difícil acceso, pudiéndose describir solo la parte superior de la unidad sobre el camino real de la Vereda La Mojarra.



Figura 24. Panorámica del contacto entre la Formaciones Jordán y Los Santos en la Vereda La Mojarra.



Figura 25. Vista panorámica del contacto entre de la Formación Jordán con los Esquistos del Silgará y la Formación Los Santos en la Vereda La Mojarra.

Sobre el camino real de la Vereda la Mojarra, se exponen afloramientos continuos de la parte superior de la Formación Jordán hasta su contacto suprayacente con los conglomerados basales de la Formación Los Santos. Su base se encuentra cubierta por depósitos coluviales. En total se describieron 67 m (columna anexo). En esta sección las rocas se caracterizan por areniscas de grano fino y muy fino ligeramente lodosas color marrón rojizo, con estratificación masiva y en algunas ocasiones laminación planoparalela (Figura 26). El contenido de líticos volcánicos es notable en algunas rocas, interpretando el aporte de fuentes volcánicas adyacentes. Los intraclastos lodosos y areno-lodosos son frecuentes en la sucesión, al igual que vestigios de actividad de organismos, observados por los reiterados icnofósiles hallados en los afloramientos.



Figura 26. Aspecto de las areniscas ligeramente lodosas de la Formación Jordán sobre la Vereda La Mojarra.



Figura 27. Afloramiento del tope de la Formación Jordán sobre camino real de la Vereda La Mojarra.

Las capas superiores de la Formación Jordán se mantienen muy uniformes hasta que se ven interrumpidas en su contacto suprayacente de forma inconforme, por los conglomerados basales del miembro Camino del Roto de la Formación Los Santos. Se describe como un conglomerado de guijos y guijarros subelongados-subredondeados de cuarzo, líticos metamórficos y sedimentarios, que se encuentran en una matriz de arena gruesa a muy gruesa, en algunas zonas con coloración rojiza (Figura 28).



Figura 28. Aspecto del Conglomerado basal de la Formación Los Santos.

8.4 Sección de Piedecuesta

Al oeste del Municipio de Piedecuesta, sobre el ascenso al Cerro Virgen de la Cantera, se encuentra una sección basal de la Formación Jordán en contacto inconforme sobre los Esquistos del Silgará. De forma contrastante con las demás secciones analizadas, la unidad presenta gran cantidad de lechos conglomeráticos de matriz rojiza interestratificados con limolitas y areniscas masivas de

grano fino. Una sección medida y descrita por Rodrigo Vargas en Ward *et al.* (1973) de estos afloramientos, reportan un espesor aproximado de 75 m sin encontrar su tope (Columna anexo). Los conglomerados se caracterizan por el contenido de guijos y guijarros subangulares de rocas ígneas volcánicas (riolitas) color rosado de textura porfirítica y afanítica, también presentan guijos de filitas gris verdosas y cuarzo blanco. Las areniscas poseen gran cantidad de granos de feldespato. Esta composición en los conglomerados y las areniscas atestigua un aporte de sedimento de fuentes volcánicas adyacentes (Figura 29).



Figura 29. Afloramiento de areniscas lodosas sobre la carretera al Cerro Virgen de La Cantera, al suroeste de Piedecuesta.

8.5 Formación Jordán en otras localidades

8.5.1 Vereda La Purnia. Además de las anteriores secciones descritas, la Formación Jordán también aflora con buena exposición sobre la Vereda La Purnia a lo largo de la Quebrada Honda.

Se calculan más de 500 metros de espesor para la unidad en la zona y sus facies son similares a la de la localidad tipo, sin tener exposición de las areniscas basales gris verdosas (Figura 30 y 31).



Figura 30. Panorámica de la Formación Jordán sobre la Vereda La Purnia.

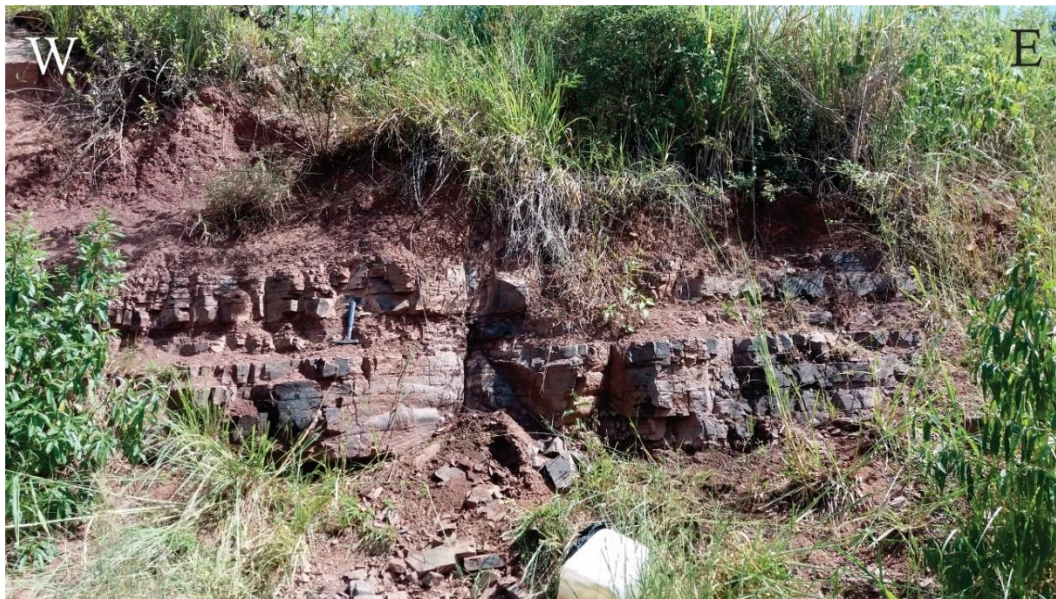


Figura 31. Aspecto de las capas de areniscas de grano fino de la Formación Jordán en la Vereda La Purnia.

8.5.2 Vía Bucaramanga-Matanza. A lo largo de la vía que conduce de Bucaramanga a Matanza, los afloramientos de la Formación Jordán se exponen en tramos continuos, los cuales se encuentran fuertemente fallados y deformados. Las facies observadas en esta zona son muy similares a las descritas en los afloramientos del Valle del Río de Oro, compartiendo la característica de estratos muy potentes de areniscas masivas ligeramente calcáreas. Los intentos del levantamiento de una sección estratigráfica fueron abandonados debido a la complejidad tectónica y la ausencia de niveles o capas guía (Figura 32 y 33).



Figura 32. Afloramiento de la Formación Jordán sobre la vía al municipio de Matanza.



Figura 33. Aspecto de estratos muy gruesos de areniscas de grano fino de la Formación Jordán sobre la vía a Matanza.

8.6 Distribución de las rocas volcánicas

De acuerdo a las secciones y los afloramientos estudiados de la Formación Jordán sobre la localidad tipo, Valle del Río de Oro, oeste de Piedecuesta, Vereda la Mojarra, Vereda La Purnia y sobre la vía al Municipio de Matanza, se observa de una manera más amplia la distribución de sus rocas volcánicas. La mayor abundancia de material volcánico se encuentra acumulado en la localidad tipo, sobre el camino real que conduce de los Santos a Jordán Sube, donde se pueden apreciar la mayor exposición de estas rocas, en su gran mayoría ignimbritas de composición félsica. Cabe aclarar que el material volcánico de origen primario no supera el 10 % de la Formación

en esta zona. Fuera de la localidad tipo, las ocurrencias de rocas volcánicas se hace más escasas y solo se han encontrado en zonas cercanas a Piedecuesta y sobre la vía que conduce de Piedecuesta al peaje “La Punta”. Las secciones levantadas sobre la Vereda la Mojarra y sobre el Valle del Río de Oro han mostrado una ausencia de estas rocas, al igual que los afloramientos analizados en la vía Bucaramanga-Matanza. Esta distribución restringe la ocurrencia de rocas volcánicas en la Formación Jordán a su localidad tipo y zonas adyacentes a la misma.



Figura 34. Afloramiento de toba riolítica sobre el camino real de Los Santos a Jordán Sube.

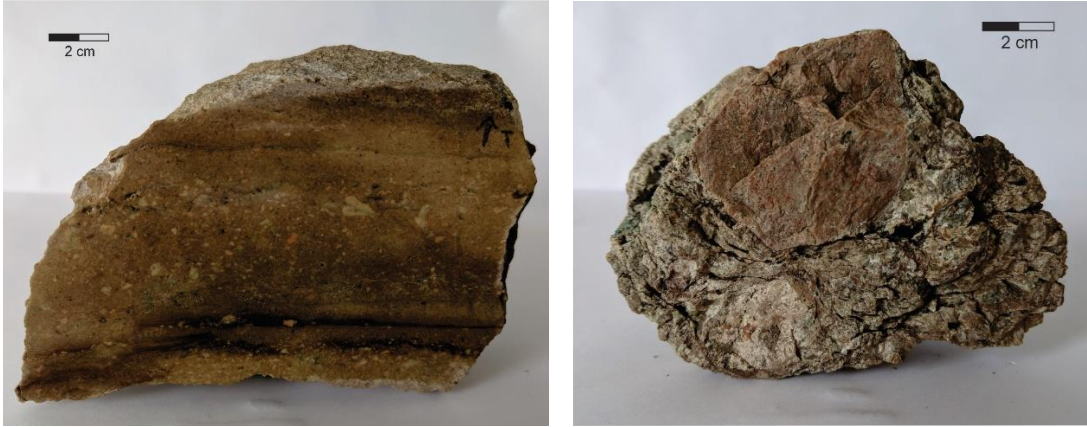


Figura 35. Aspecto en muestra de mano de tobas de la Formación Jordán de la localidad tipo.

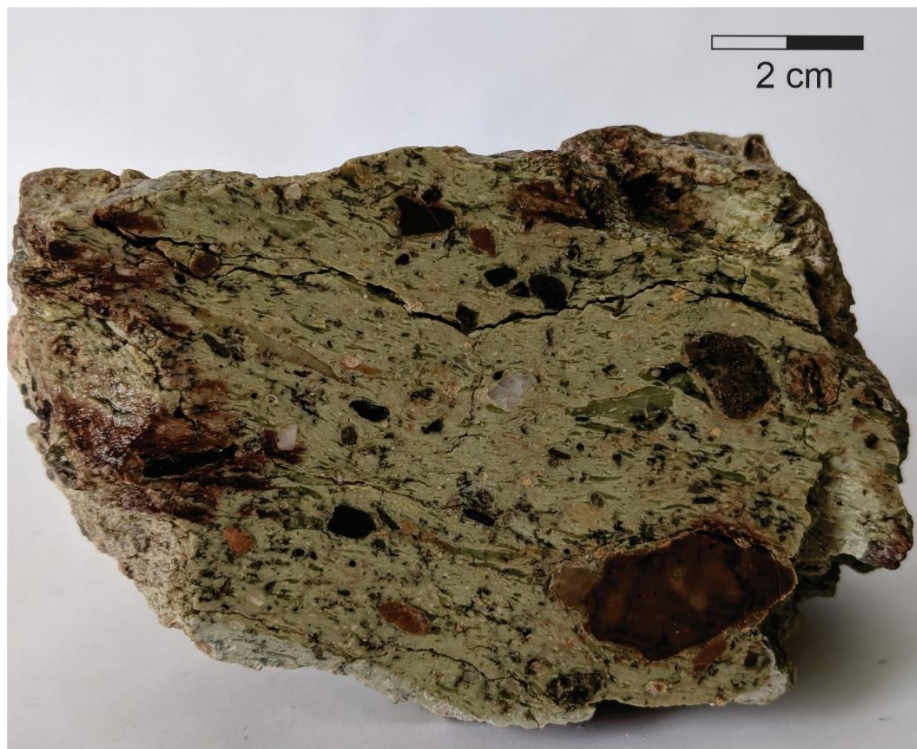


Figura 36. Muestra de mano de Ignimbrita de la Formación Jordán.

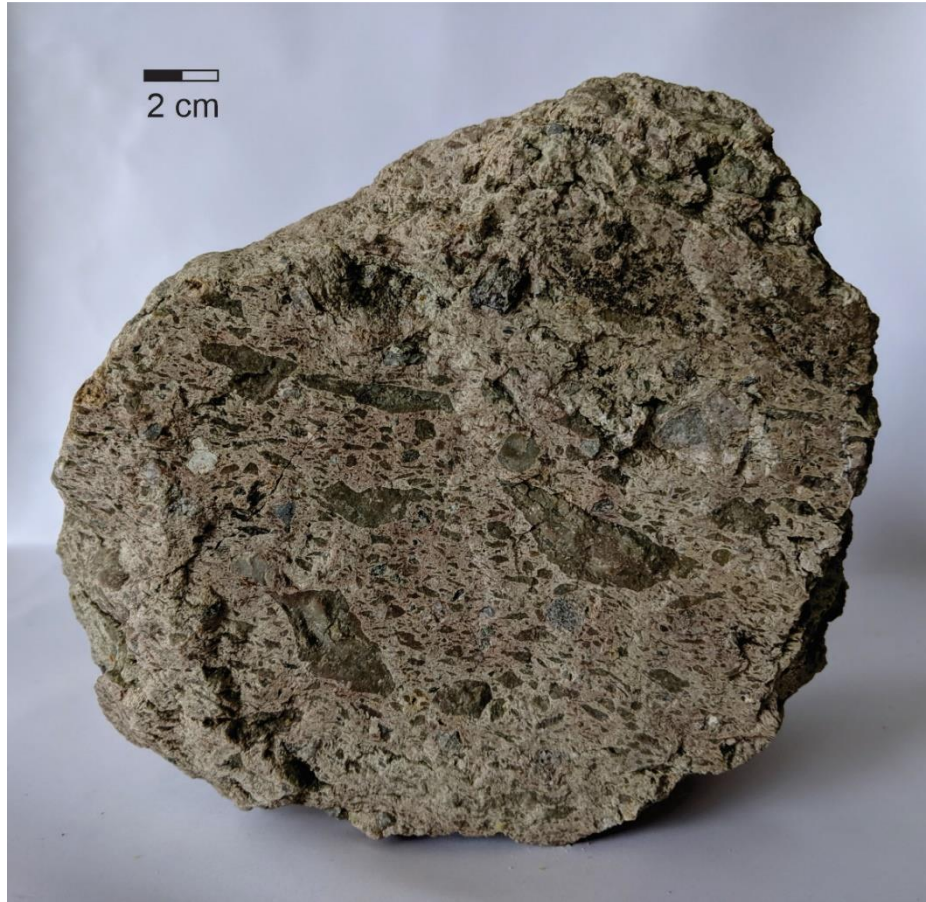


Figura 37. Muestra de mano de ignimbrita con textura eutaxítica de la Formación Jordán.



Figura 38. Ignimbrita de textura eutaxítica con desarrollo de *fiammes*.

8.7 Síntesis

Las relaciones estratigráficas y estructurales en la distribución de las rocas pertenecientes a la Formación Jordán, sugieren que estas rocas son principalmente remanentes de una unidad que presentaba una distribución y extensión considerable sobre el Macizo de Santander, con un espesor que pudo superar los 1000 m (como lo muestra la sección del Valle del Río de Oro), que posteriormente fue erosionada e hizo parte de área fuente de sedimentos para la suprayacente Formación Girón (como lo sugiere Cediel, 1968) y posiblemente para parte de la Formación Los Santos. En el presente, solo se encuentran preservados lo que pueden representar bloques fallados

hundidos que sobrevivieron a la erosión. Las discordancias angulares formadas sobre su contacto suprayacente con la Formación Girón y la Formación Los Santos, demuestran que estuvo expuesta a erosión durante de Jurásico y el Cretácico Temprano. Se interpreta el continuo aporte de óxido de hierro a la cuenca, el cual se ve reflejado en la coloración de las rocas y también la influencia de actividad volcánica, que ha quedado registrada en las rocas volcánicas interestratificadas en la localidad tipo.

9. Petrografía

CRJ-01-01 (Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (20%), Cristales (8%), Líticos (72%).

Toba monolítica, compuesta por fragmentos líticos de riolitas de textura porfirítica. La roca exhibe textura fragmental, compuesta por fragmentos líticos y proporciones variables de fragmentos de cristales, embebidos o flotando en una matriz vítrea color marrón rojizo. El componente vítreo de la matriz también compone de fragmentos de cristales que son principalmente de feldespatos potásico, plagioclasa y cuarzo, y en menor proporción opacos (magnetita, hematita) y moscovita.

Los líticos de riolita presentan fenocristales de feldespatos potásico embebidos en una matriz vítrea con textura esferulítica producto de la desvitrificación. También se observan líticos de rocas ígneas plutónicas ricas en cuarzo, fragmentos de tobas y líticos metamórficos (esquistos moscovíticos), que se encuentran embebidos en la matriz vítrea de las riolitas. Estos fragmentos

riolíticos que embeben partículas de esquistos moscovíticos, líticos plutónicos y de tobas, probablemente fueron atrapados durante el avance de una colada de lava o el ascenso de material fundido por conos y fisuras.

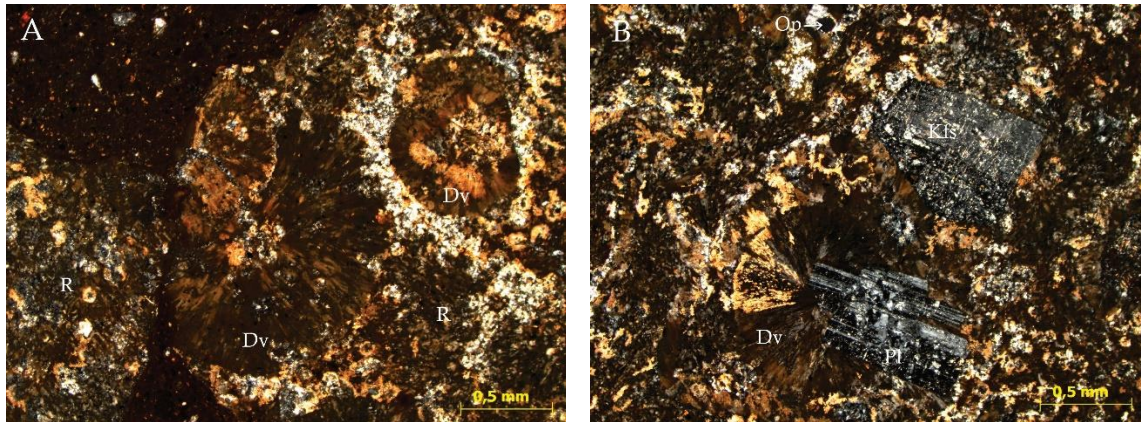


Figura 39. Dv: desvitrificación; R: lítico de riolita; Kfs: feldespato potásico. Vista en sección delgada de los constituyentes toba lítica de la Formación Jordán.

CRJ-02-01 (Ignimbrita, Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (83%), Cristales (14%), Líticos (3%).

Toba vítrea de composición riolítica con textura fragmental y eutaxítica, compuesta de cantidades variables de cristales y líticos. Presenta una matriz vítrea a criptocristalina por desvitrificación. Contiene desarrollo de *fiammes* (pumita parcial y completamente comprimida) en la dirección del flujo y alto grado de soldamiento. La textura eutaxítica es obliterada por la desvitrificación. Los fragmentos de cristales son principalmente de feldespato potásico (algunos con alteración sericítica), plagioclasa y cuarzo, en menor cantidad se dispone de opacos y moscovita. Los líticos son principalmente de rocas volcánicas (tobas y fragmentos de pumita comprimida) y de manera subordinada de líticos accidentales de cuarcitas foliadas y esquistos moscovíticos.

Los cristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo son subhedrales hasta anhedrales, con tamaño ceniza fina y gruesa donde predominan los cristales angulares con límites rotos y microfracturamiento. Algunos cristales de cuarzo de tamaño de ceniza gruesa, posee extinción ondulante, al igual que los cristales de cuarzo observados en los líticos metamórficos, esta similitud sugiere que algunos cristales de cuarzo son accidentales y su origen proviene de las rocas metamórficas.

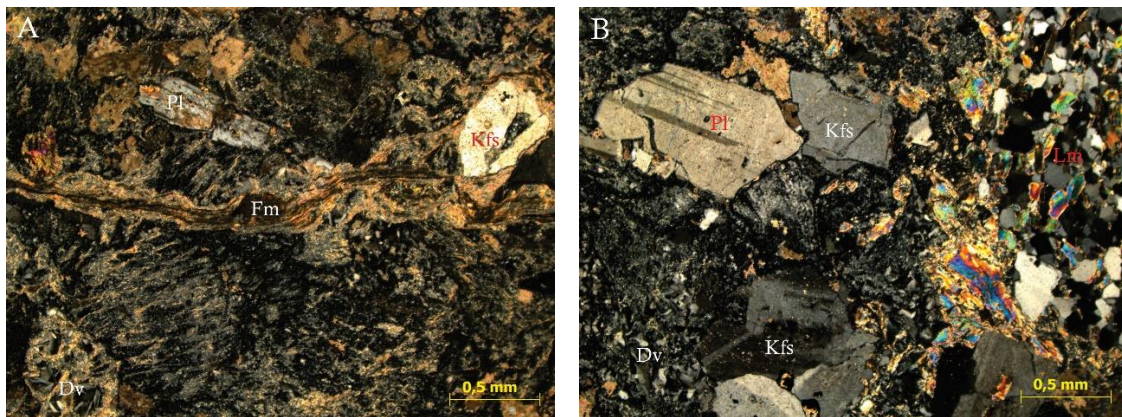


Figura 40. Dv: Desvitrificación; Fm: *Fiammes*; Kfs: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Lm: lítico metamórfico. Microfotografía de los constituyentes de toba vítrea (ignimbrita) de la Formación Jordán.

CRJ-03-01 (Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (31.2%), Cristales (62.4%), Líticos (10.4%).

Toba de cristales que muestra una textura volcanoclástica fragmental. Está compuesta por fragmentos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, de forma minoritaria se tiene moscovita. Como minerales accesorios se presentan opacos. Los cristales se encuentran flotantes en una matriz vítrea desvitrificada o alterada criptocristalina felsítica. En general los fragmentos líticos son de tobas vítreas (algunas con desarrollo de textura esferulítica) y fragmentos líticos accidentales de

cuarcitas foliadas y esquistos moscovíticos. La fracción pirogénica está representada por los cristales angulares con microfracturamiento y líticos volcánicos que son de tamaño ceniza gruesa hasta lapilli.

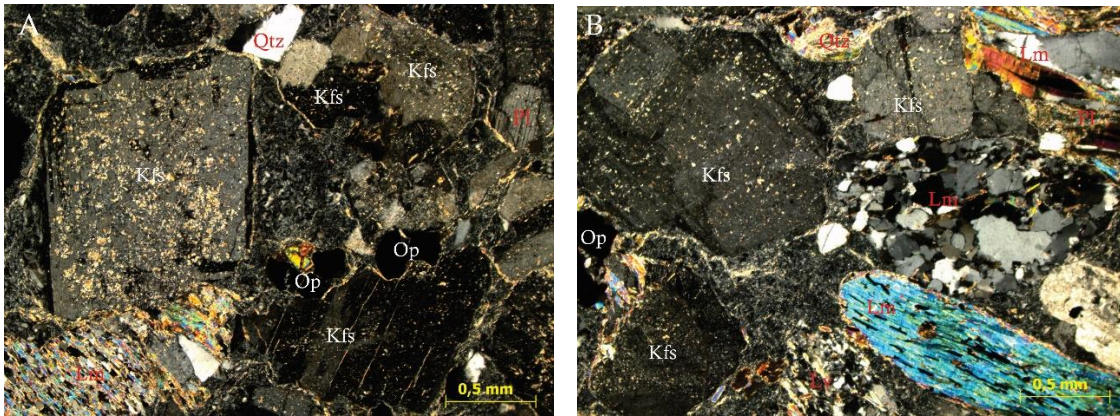


Figura 41. Kfs: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Qtz: Cuarzo; Op: opaco; Lm: lítico metamórfico.

CRJ-03-02 (Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (88%) Cristales (9%) Líticos (3%).

Toba de vidrio con desarrollo de textura fragmental, posee cantidades menores y variables de fragmentos de cristales y de líticos. La matriz varía de vítrea a criptocristalina por desvitrificación. Los fragmentos de cristales principales son de feldespato potásico (presencia de alteración sericítica), plagioclasa y cuarzo, la moscovita y los opacos aparecen como minerales menores. Los líticos son principalmente de fragmentos rocas volcánicas de tobas y pómez parcialmente comprimida tamaño ceniza fina hasta lapilli. De manera subordinada se identificó un lítico accidental de esquivo moscovítico. Se observa extinción ondulante y bordes de subgrano en algunos cristales de cuarzo, lo que da indicios de que su origen es de fuentes metamórficas y no volcánicas.

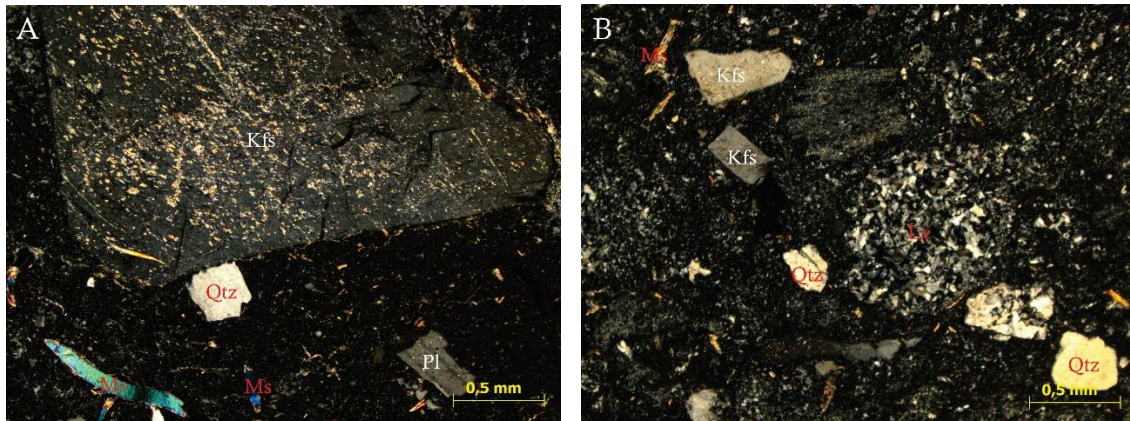


Figura 42. Dv: Desvitrificación; Kfs: feldespato potásico; Pl: plagioclasa; Qtz: Cuarzo; Ms: moscovita Lv: Lítico volcánico; Lm: lítico metamórfico.

CRJ-03-03 (Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (68%), Cristales (28%), Líticos (4%).

Toba de vidrio con desarrollo de textura fragmental, posee cantidades menores y variables de fragmentos de cristales y de líticos. La matriz varía de vítrea a criptocristalina por desvitrificación. Los fragmentos de cristales principales son de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, los opacos aparecen como minerales accesorios. Los líticos son principalmente de fragmentos rocas volcánicas de tobas vítreas tamaño ceniza fina hasta lapilli.

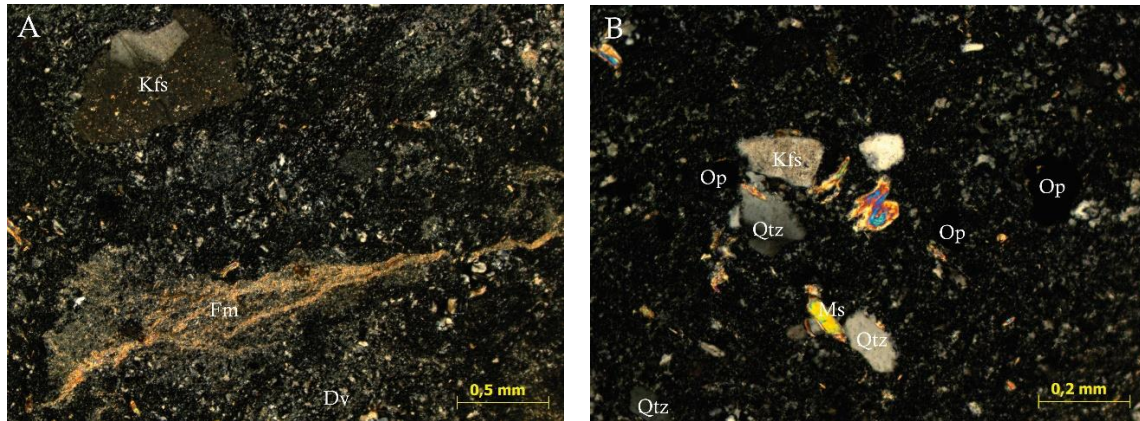


Figura 43. Dv: Desvitrificación; Fm: *Fiammes*; Kfs: feldespato potásico; Qtz: Cuarzo; Op: opaco. Microfotografía de los constituyentes de toba vítrea de la Formación Jordán.

CRJ-04-01 (Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (47%), Cristales (35%), Líticos (18%).

Toba de vidrio con textura fragmental, compuesta por fragmentos de cristales embebidos o flotando en una matriz vítrea color marrón rojizo. Los fragmentos de cristales que son principalmente de feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y cuarzo, y en menor proporción opacos (magnetita y hematita). La roca presenta alto grado de soldamiento y la matriz posee fragmentos de *shards* desvitrificados. Son comunes los líticos de tobas vítreas y tobas con fenocristales de feldespato potásico. Los líticos accidentales están representados por cuarcitas foliadas y esquistos moscovíticos de tamaño lapilli.

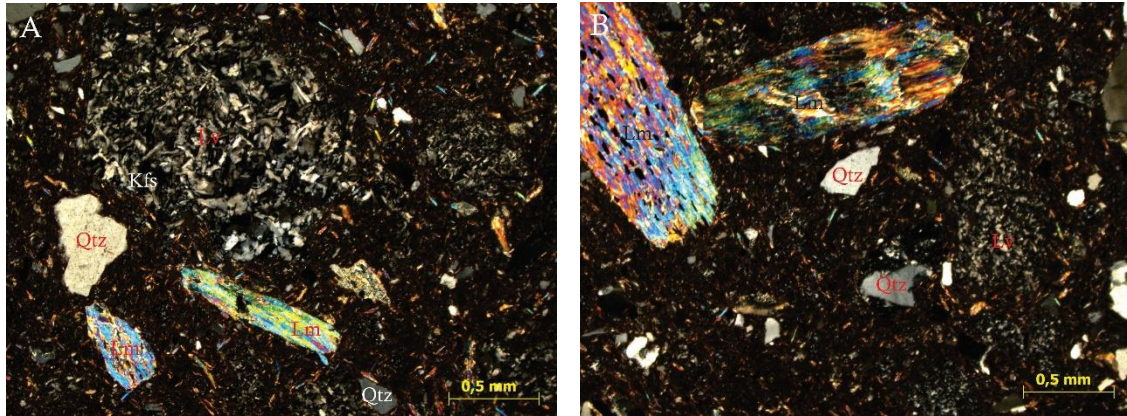


Figura 44. Kfs: feldespato potásico; Qtz: Cuarzo; Op: opaco; Lv: lítico volcánico; Lm: lítico metamórfico. Constituyentes principales de toba vítrea de la Formación Jordán.

CRJ-05-01 (Ignimbrita, Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (80%), Cristales (16%), Líticos (4%).

Toba vítrea de composición riolítica con textura eutaxítica, desarrollo parcial de *fiammes* en la dirección flujo y soldamiento. La matriz vítrea presenta textura felsítica con fragmentos angulares, euhedrales a subhedrales de cristales de feldespato potásico, plagioclasa y moscovita que se desarrollan de modo aleatorio sobre toda la muestra. Los líticos volcánicos más representativos son la pumita (parcial y completamente comprimida), fragmentos de riolitas y de tobas vítreas con desarrollo de esferulitas por desvitrificación. Los líticos accidentales son de rocas metamórficas, esquistos moscovíticos y cuarcitas.

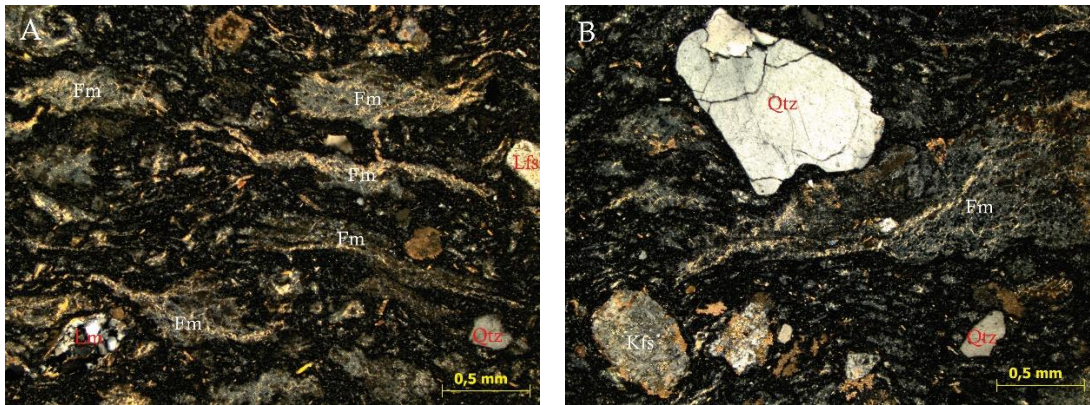


Figura 45. Fm: *Fiammes*; Kfs: feldespato potásico; Qtz: Cuarzo; Lm: Lítico metamórfico. Ignimbrita con textura eutaxítica y desarrollo de *Fiammes*.

CRJ-06-01 (Ignimbrita, Camino real Localidad Tipo)

Matriz vítrea (68%), Cristales (17%), Líticos (16%).

Toba vítrea de composición riolítica con textura fragmental y eutaxítica, dispone de cantidades variables de cristales y líticos. Presenta una matriz vítrea a criptocristalina por desvitrificación. Contiene desarrollo de *fiammes* (pumita parcial y completamente comprimida) en la dirección del flujo y alto grado de soldamiento. Los fragmentos de cristales son principalmente de feldespato potásico (algunos con alteración sericítica), plagioclasa y cuarzo tamaño ceniza fina y gruesa, en menor cantidad se dispone de opacos y moscovita. Los líticos son principalmente de rocas volcánicas (tobas y fragmentos de pumita comprimida) algunos alcanzando tamaño lapilli, y de manera subordinada de líticos accidentales cuarcitas foliadas y esquistos moscovíticos.

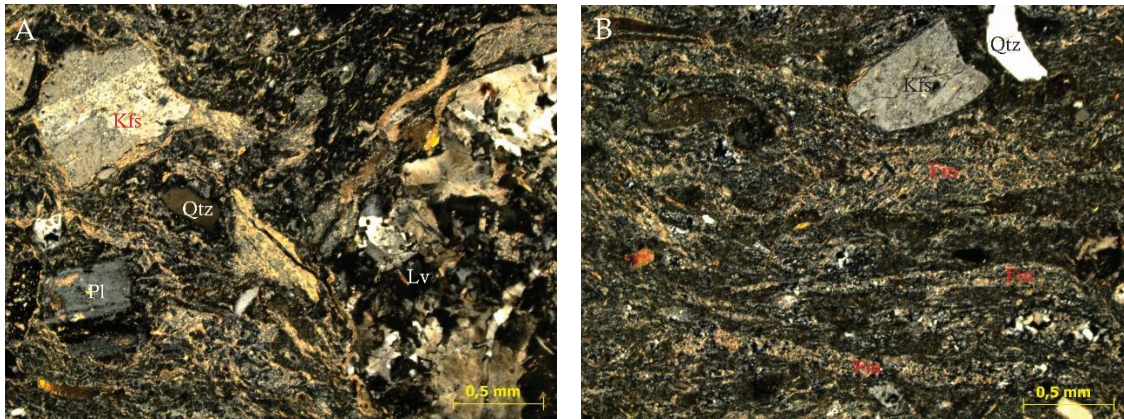


Figura 46. Desvitrificación; Fm: *Fiammes*; Kfs: feldespatos potásicos; Qtz: Cuarzo; Pl: plagioclasa; Op: opaco. Microfotografía de ignimbrita de la Formación Jordán.

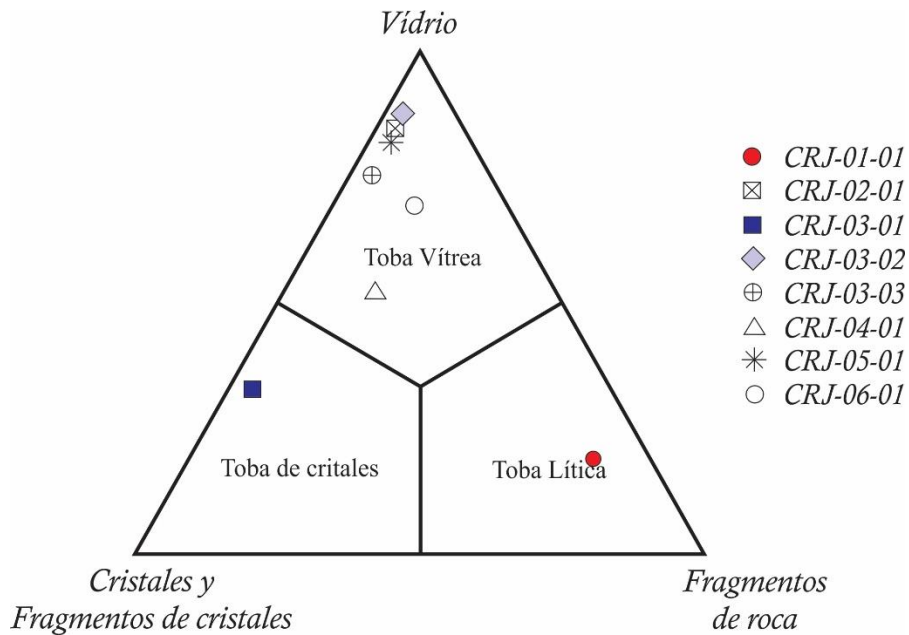


Figura 47. Triángulo de Schmid (1981) para clasificación de tobas de la Formación Jordán.

VMJ-01-01 (Vereda la Mojarra)

Arenisca de grano fino a muy fino lodosa, mal calibrada, con granos elongados subangulares a angulares. Casi la totalidad de los granos son inequidimensionales y levemente elongados, con bordes muy angulares. La roca presenta una baja madurez textural. Los contactos entre los granos

son puntuales. La fracción terrígena de la muestra está compuesta en gran proporción por partículas muy inestables como fragmentos líticos volcánicos, metamórficos, sedimentarios, feldespato, detritos de óxido de hierro y epidota. De acuerdo con estas características se clasifica la muestra como inmadura desde el punto de vista composicional. La proporción de feldespato está representada por feldespato potásico (microclina y ortoclasa) y plagioclasa. Los granos de feldespato aparecen irregularmente distribuidos en toda la muestra, son muy angulares y su tamaño de grano oscila desde arena muy fina hasta arena media. Se observan en muy diversos estados, desde completamente frescos hasta totalmente alterados. Los óxidos de hierro (opacos) son parte muy importante de las rocas de la Formación Jordán. Están representados por fragmentos detríticos de hematita y magnetita. Los fragmentos de hematita son de formas irregulares pero angulares, su tamaño varía desde limo hasta arena media. La magnetita suele presentar formas cristalinas y en algunos casos está parcial o casi totalmente hematizada.

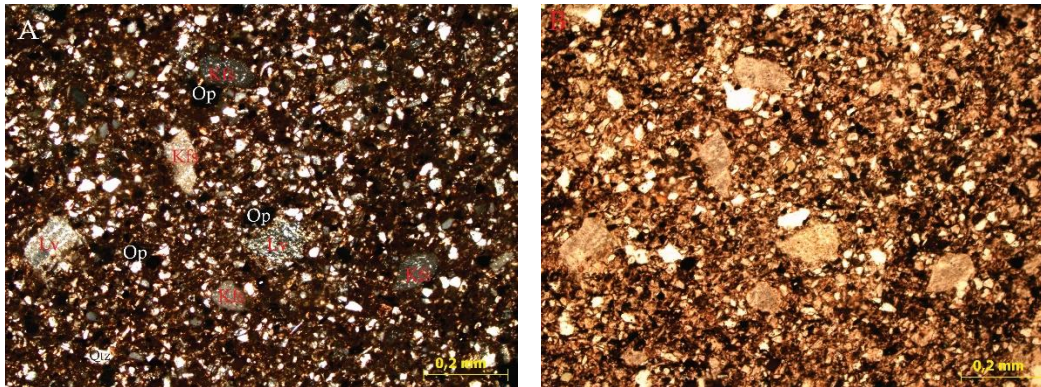


Figura 48. Kfs: feldespato potásico; Qtz: Cuarzo; Pl: plagioclasa; Op: opaco; Lv: lítico volcánico. Microfotografía de areniscas de grano fino de la Formación Jordán.

ROJ-01-01 (Valle del Río de Oro)

Lodolita ligeramente arenosa de cemento calcáreo, bien calibrada, de granos elongados subangulares a angulares. Casi la totalidad de los granos son inequidimensionales y levemente elongados, con bordes angulares. La roca presenta una submadurez textural. Los contactos entre los granos son puntuales. La fracción terrígena de la muestra está compuesta por cuarzo, feldespato, moscovita, plagioclasa, biotita, detritos de óxido de hierro, turmalina, fragmentos líticos metamórficos, volcánicos y epidota, como accesorio se reporta circón. De acuerdo con estas características se clasifica la muestra como inmadura desde el punto de vista composicional. Una característica importante, es el contenido de fragmentos angulares detríticos de opacos, que también son observados en mayor concentración en areniscas de la Vereda la Mojarra y la Localidad tipo.

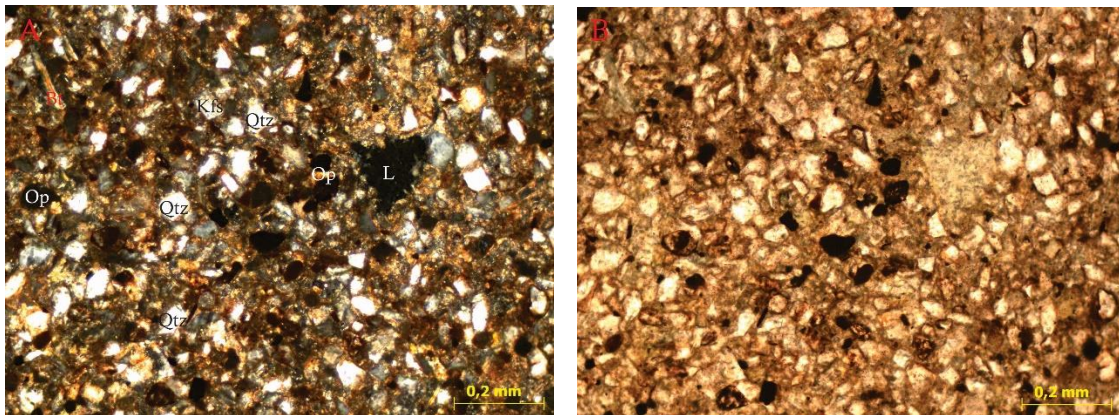


Figura 49. Kfs: feldespato potásico; Qtz: Cuarzo; Op: opaco; L: lítico indiferenciado. Microfotografía de limolita arenosa de la Formación Jordán.

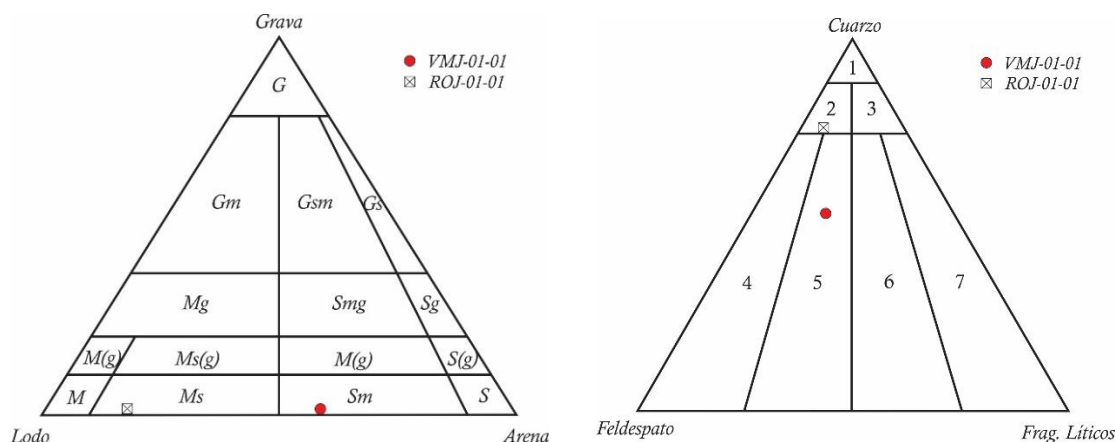


Figura 50. Triángulos de clasificación textural y composicional de Folk (1974).

Izquierda: G: conglomerado; Gs: conglomerado arenoso; Gsm; Conglomerado arenolodoso; Gm: Conglomerado lodoso; Sg: arenisca conglomerática; Smg: arenisca lodosa conglomerática; Mg: Lodolita conglomerática; Sg: arenisca conglomerática; M(g): Lodolita ligeramente conglomerática; Ms(g): Lodolita arenosa ligeramente conglomerática; S(g): Arenisca ligeramente conglomerática; S: Arenisca; Sm: arenisca lodosa; Ms: Lodolita arenosa; M: Lodolita. Derecha: 1: Cuarzo arenita; 2: Subarcosa; 3: Sublitoarenita; 4: Arcosa; 5: Arcosa lítica; 6: Litoarenica Feldespática; 7: Litoarenita.

10. Red Beds de la Formación Jordán

La constante presencia de fragmentos de riolita, líticos de tobas ácidas, fragmentos detríticos de hematita y granos de magnetita sugieren un aporte de fuentes volcánicas de composición félsica para los sedimentos que formaron las *red beds* de la Formación Jordán. La presencia de rocas epiclásticas, tobas de ceniza gruesa, brechas volcánicas e ignimbritas félsicas interestratificadas en la localidad tipo con *red beds*, confirma que existió actividad volcánica contemporánea a la sedimentación de la Formación Jordán. Según las observaciones de Van Houten (1968) y McBride

(1974), las rocas volcánicas pueden generar *red beds* por su alto contenido en magnetita e ilmenita. Esta característica es observada en los fragmentos de riolita contenidos en las rocas volcánicas de la Formación Jordán, las cuales contienen cristales de magnetita, lo que sugiere la fuente u origen de estos óxidos. Se descarta la fuente de del óxido de hierro por rocas de composición máfica, ya que se tiene la ausencia de minerales de silicatos ricos en hierro, como piroxenos o anfíboles. Algunos autores (Van Houten, 1968, 1972; McBride, 1982; Pettijhon *et al.*, 1987) explican la fuente de óxidos de hierro por la alteración de rocas volcánicas (con contenido de minerales ricos en Fe) las cuales producen óxido de hierro amorfo, que es transportado y depositado junto con el sedimento de las áreas fuente. La coloración rojiza de las rocas sedimentarias de la Formación Jordán, es producto de la ocurrencia de hematita roja amorfa como pigmento entre los granos y granos de opacos (magnetita), originados y aportados por la actividad volcánicas coetánea en el ambiente sedimentario. El aporte de óxidos de hierro anteriormente mencionados, proporciona la formación de este pigmento, que fue producto de un proceso diagenético post-deposicional (Martínez *et al.*, 1996).



Figura 51. Apariencia y tonalidad de las *red beds* de la Formación Jordán.

11. Análisis de Facies

Para el análisis facial de la Formación Jordán se han estudiado dos secciones estratigráficas previamente seleccionadas y que carecen de estudios detallados, sección Valle del Río de Oro y sección de la Vereda la Mojarra. En estas secciones litológicas se han definido litofacies de acuerdo a sus características texturales, composicionales, estructuras sedimentarias y geometría. Las litofacies se asocian entre sí en determinadas asociaciones de facies, y son comparadas con modelos de facies propuestos en la literatura, que caracterizan el tipo de ambiente de sedimentación. Más concretamente se aplica el principio de actualismo para poder llegar a conocer, a partir de los medios sedimentarios actuales, las asociaciones de facies que los caracterizan y que permiten identificar paleoambientes de sedimentación (Miall, 1985; Vera, 1994).

11.1 Análisis facial, sección Valle del Río de Oro

LITOFACIES

FACIES LIMOSAS

(Lrm) Limolita marrón rojiza maciza.

(Lrmlc) Limolita marrón rojiza maciza ligeramente calcárea.

(Lvmlc) Limolita gris verdosa maciza ligeramente calcárea.

FACIES ARENITAS (arena muy fina)

(Amfrm) Arenisca de grano muy fino marrón rojiza maciza.

(Amfrn) Arenisca de grano muy fino marrón rojiza maciza con gradación normal.

(Amfrlc) Arenisca de grano muy fino marrón rojiza maciza ligeramente calcárea.

(Amfrlc) Arenisca de grano muy fino marrón rojiza maciza ligeramente calcárea con nódulos. Gradación inversa. Los nódulos son de composición calcárea y de formas elipsoidales y subesféricas, su tamaño varía de 2 a 5 mm.

(Amfvlc) Arenisca de grano muy fino gris verdosa maciza ligeramente calcárea.

FACIES ARENITAS (arena fina)

(Afrm) Arenisca de grano fino marrón rojiza maciza.

(Afrmlc) Arenisca de grano fino marrón rojiza maciza ligeramente calcárea con gradación normal o inversa.

(Afrpplc) Arenisca de grano fino con laminación plano paralela ligeramente calcárea.

(Afrmlcn) Arenisca de grano fino marrón rojiza ligeramente calcárea con nódulos. Los nódulos son de composición calcárea y de formas elipsoidales y subesféricas, su tamaño varía de 2 a 5 mm.

(Afvn) Arenisca de grano fino gris verdosa maciza

(Afvmlc) Arenisca de grano fino gris verdosa maciza ligeramente calcárea

(Afvmlcn) Arenisca de grano fino gris verdosa maciza ligeramente calcárea con nódulos. Los nódulos son de composición calcárea y de formas elipsoidales y subesféricas, su tamaño varía de 2 a 5 mm.

FACIES ARENITAS (arena media, gruesa y muy gruesa)

(Amgvlc) Arenisca lítica de grano grueso a muy grueso gris verdosa ligeramente calcárea.

FACIES DE CONGLOMERADOS

(Cglc) Conglomerado de gránulos de cuarzo y líticos ligeramente calcáreo.

ASOCIACIÓN DE FACIES

Las asociaciones de facies e interpretaciones ambientales fueron definidas con base en el modelo ambiental lacustre de Gierlowski-Kordesch & Kelts (1994), modificado en Arche (2010).

Los subambientes se definieron con base en los modelos en Arche (2010) y Boggs (1987).

Asociación de Facies	F A C I E S																Ambiente de depósito	
	Lrm	Lrmlc	Lymc	Amfrn	Amfrn	Amfrlc	Amfrlcn	Amfvlc	Afrm	Afrmcl	Afrmpplc	Afrmlcn	Afrm	Afvmlc	Afvmlcn	Amgvlc		Cglc
ASF I	X	X			X	X				X								Ambiente sublitoral lacustre
ASF II	X								X			X						Ambiente litoral lacustre
ASF III	X			X		X	X		X									Ambiente sublitoral lacustre
ASF IV				X					X	X	X					X		Ambiente litoral lacustre
ASF V	X								X									Ambiente supralitoral lacustre
ASF VI				X		X			X	X		X	X	X	X			Ambiente litoral lacustre
ASF VII								X	X					X	X		X	Ambiente litoral lacustre
ASF VIII			X					X										Ambiente sublitoral lacustre

Figura 52. Cuadro de asociación de facies para la Formación Jordán en la sección del Valle del Río de Oro.

Asociación de Facies I (ASF I)

Esta asociación se compone de intercalaciones de limolitas masivas con arenisca de grano fino y muy fino lodosas, algunas ligeramente calcáreas, en capas medias y muy gruesas. La geometría de los estratos es tabular. Las lodolitas masivas son depositadas por corrientes de muy baja energía, las areniscas lodosas se interpretan como resultado de procesos de decantación de flujos *interflows*

y *overflows*. Debido a su tamaño de grano y cierta monotonía o ciclicidad, se interpretan como depósitos areno-lodosos tranquilos característicos de un ambiente sublitoral lacustre.

Asociación de Facies II (ASF II)

Asociación de areniscas de grano fino masivas ligeramente calcáreas en capas gruesas y muy gruesas, algunas con desarrollo de gradación inversa, en menor proporción limolitas masivas. La geometría de los estratos es tabular. Las areniscas masivas se asocian a depósitos de corrientes de energía moderadas a bajas, cuando el sedimento se deposita rápidamente sin necesidad de removerse o retrabajarse se genera una masa homogénea y da lugar a la apariencia masiva sin estructuras en los estratos. Las limolitas se relacionan con procesos de decantación. Se interpreta como un ambiente litoral lacustre con topografía suave.

Asociación de Facies III (ASF III)

Se compone de intercalaciones de limolitas masivas con arenisca de grano muy fino lodosa, ligeramente calcárea, con desarrollo de pequeños nódulos calcáreos. La geometría de los estratos es tabular. Las lodolitas masivas son depositadas por corrientes de muy baja energía, las areniscas lodosas se interpretan como resultado de procesos de decantación de flujos *interflows* y *overflows*. Debido a su tamaño de grano y cierta monotonía o ciclicidad se interpretan como depósitos areno-lodosos tranquilos característicos de un ambiente sublitoral lacustre.

Asociación de Facies IV (ASF IV)

Asociación de areniscas masivas de grano fino ligeramente calcáreas, algunas con desarrollo de laminación planoparalela, areniscas masivas de grano muy fino lodosas y arenisca de grano

grosso a muy grosso de geometría cuneiforme. Las areniscas masivas y potentes se relacionan a depósitos de corrientes de energía moderadas a bajas, cuando el sedimento se deposita rápidamente sin necesidad de removerse o retrabajarse se genera una masa homogénea y da lugar a la apariencia masiva sin estructuras en los estratos. El desarrollo de areniscas de grano grosso a muy grosso se puede relacionar a pequeños canales debido a la progradación de un sistema fluvial de mayor energía sobre el lago. Se interpreta como un ambiente litoral lacustre con topografía suave influenciado por un sistema fluvial.

Asociación de Facies V (ASF V)

Interestratificación de areniscas de grano fino lodosas con limolitas en estratos medianos. Las sucesiones de areniscas y lodolitas se relacionan con episodios de depositación fluviales que dan lugar a depósitos de *crevasse splays* de pequeños tamaños. Se interpreta un ambiente supralitoral lacustre.

Asociación de Facies VI (ASF VI)

Asociación de areniscas masivas de grano fino ligeramente calcáreas, algunas con desarrollo de gradación inversa y pequeños nódulos calcáreos y areniscas masivas de grano muy fino lodosas. Las areniscas masivas y potentes se relacionan a depósitos de corrientes de energía moderadas a bajas, cuando el sedimento se deposita rápidamente sin necesidad de removerse o retrabajarse se genera una masa homogénea y da lugar a la apariencia masiva sin estructuras en los estratos. Los depósitos de ambiente lacustre se asocian a grandes acumulaciones de sedimentos de granulometría fina típico de régimen de flujo bajo. Se interpreta como un ambiente litoral lacustre.

Asociación de Facies VII (ASF VII)

Asociación de areniscas masivas de grano fino ligeramente calcáreas, algunas con desarrollo de laminación planoparalela, areniscas masivas de grano muy fino lodosas y conglomerado de gránulos. Las areniscas masivas y potentes se relacionan a depósitos de corrientes de energía moderadas a bajas, cuando el sedimento se deposita rápidamente sin necesidad de removerse o retrabajarse se genera una masa homogénea y da lugar a la apariencia masiva sin estructuras en los estratos. El desarrollo de facies conglomeráticas debe a la progradación de un sistema fluvial de mayor energía sobre el lago. Se interpreta como un ambiente litoral lacustre con topografía suave influenciado por un sistema fluvial.

Asociación de Facies VII (ASF VIII)

Asociación de limolitas ligeramente calcáreas en capas muy gruesas. Los depósitos de ambiente lacustre se asocian a grandes acumulaciones de sedimentos de granulometría fina como resultado de procesos de decantación, típico de régimen de flujo bajo. Debido a su tamaño de grano y cierta monotonía o ciclicidad, se interpretan como depósitos areno-lodosos tranquilos característicos de un ambiente sublitoral lacustre.

11.2 Análisis facial, sección de la vereda La Mojarra.

LITOFACIES

FACIES LODOSAS (limolita)

(Lmr) Limolita maciza marrón rojizo

FACIES ARENITA (arena fina)

(Afmr) Arenisca maciza de grano fino ligeramente lodosa marrón rojiza

(Afprrbi) Arenisca de grano fino ligeramente lodosa color marrón rojizo con laminación planoparalela, bioturbada, presencia de intraclastos lodosos.

(Afmrlv) Arenisca maciza de grano fino ligeramente lodosa color marrón rojizo con presencia de líticos volcánicos.

(Afmrb) Arenisca maciza de grano fino ligeramente lodosa marrón rojiza con presencia de bioturbación.

(Afmrig) Arenisca maciza de grano fino ligeramente lodosa marrón rojiza con intraclastos y desarrollo de grietas de desecación.

FACIES ARENITA (arena muy fina)

(Amfmr) Arenisca maciza de grano muy fino ligeramente lodosa marrón rojiza.

(Amfrpp) Arenisca de grano muy fino ligeramente lodosa con laminación planoparalela color marrón rojizo.

(Amfmr) Arenisca maciza de grano muy fino ligeramente lodosa, marrón rojiza, bioturbada, presencia de intraclastos arenolodosos.

FACIES ARENITA (arena media a gruesa)

(Amgl) Arenisca lítica de grano medio a grueso.

ICNOFACIES

TSI: *Taenidium* (*Scoyenia* icnofacies)

PMI: *Paleophycus* (*Mermia* icnofacies)

ADT: Altas densidades de *trackways* de artrópodos



Figura 53. *Paleophycus* (*Mermia* icnofacies)



Figura 54. Taenidium (Scoyenia icnofacies)



Figura 55. Altas densidades de trackways

ASOCIACIÓN DE FACIES

Las asociaciones de facies e interpretaciones ambientales fueron definidas con base en el modelo ambiental lacustre de Gierlowski-Kordesch & Kelts (1994), modificado en Arche (2010). Los subambientes se definieron con base en los modelos en Arche (2010). Las icnofacies fueron definidas de acuerdo a Buatois & Mángano (2004b, 2011). Los icnofósiles fueron identificados con la colaboración del profesor Luis Buatois mediante comunicación personal.

Asociación de Facies	F A C I E S												Ambiente de depósito	
	Litofacies										Icnofacies			
	Lmr	Afmr	Afprrbj	Afmrly	Afmrbr	Afmrgr	Amfrpp	Amfmr	Amfmrbr	Amgl	TSI	PMI		ADT
ASF I		X	X	X	X	X					X	X		Ambiente supralitoral lacustre
ASF II	X				X		X	X	X					Ambiente supralitoral lacustre (depósitos de crevasse splays)
ASF III	X	X					X	X						Ambiente supralitoral lacustre (depósitos de crevasse splays)
ASF IV	X	X	X				X			X	X		X	Ambiente supralitoral lacustre (Llanura fangosa y arenosa)

Figura 56. Cuadro de asociación de facies para la Formación Jordán en la sección de la Vereda La Mojarra.

Asociación de Facies I (ASF I)

Esta asociación comprende de areniscas masivas ligeramente lodosas de grano fino, algunas con presencia de bioturbación (icnofacies TSI y PMI), contenido de intraclastos arenolodosos y desarrollo de grietas de desecación. En un ambiente supralitoral lacustre relacionado con un medio siliciclástico, el sedimento llega en momentos de inundación a la cuenca y puede estar compuesto por una mezcla de arenas que llegan transportadas por flujos no confinados y que se depositan como derrames en manto o *sheet floods* y lodos en suspensión. Una parte del sedimento clástico

puede ser de naturaleza intraclástica, producto del retrabajamiento de sedimentos formados dentro de la misma cuenca sedimentaria, como en las llanuras palustres próximas al lago y charcas de su entorno. En un ambiente supralitoral lacustre, es característico de medios siliciclásticos contextos semiáridos y áridos, en muchas ocasiones el sedimento queda expuesto lo que produce grietas de desecación. Los ambientes supralitorales pueden estar relacionados lateralmente con sistemas de abanicos aluviales, que alimentan de sedimento siliciclástico el lago principal. La bioturbación está presente, muchas veces por organismos tolerantes con la aridez, la icnofacies *Scoyenia* son típicas de los sistemas fluviales y lacustres. En ambientes lacustres, la icnofacies *Scoyenia* se caracteriza típicamente en las áreas marginales, estando presentes en cuencas lacustres abiertas y cerradas, y en lagos efímeros y perennes (Buatois & Mángano, 1998, 2004a). Las icnofacies *Mermia* caracterizan los sedimentos de grano fino que se producen en zonas subacuáticas, oxigenadas, de baja energía y permanentemente de sistemas lacustres (Buatois & Mángano, 1995). Esta icnofacies es típica de los sistemas lacustres siliciclásticos perennes abiertos (Buatois *et al.*, 2000) y comprenden sedimentos depositados en ambientes totalmente lacustres, que se extienden desde zonas batimétricas poco profundas a profundas.

Asociación de Facies II (ASF II)

Esta asociación de facies se compone de sucesiones delgadas de areniscas lodosas y lodolitas, algunas areniscas presentan laminación planoparalela o desarrollo de bioturbación (Icnofacies TSI). Las sucesiones de areniscas y lodolitas se relacionan con episodios de depositación fluviales que dan lugar a depósitos de *crevasse splays*. La icnofacies *Scoyenia* son típicas de los sistemas fluviales y lacustres, con implicaciones ambientales precisas, porque caracteriza los depósitos

continentales de baja energía periódicamente expuestos al aire o inundados, intermedio entre acuáticos y no acuáticos (Frey & Pemberton 1984, 1987).

Asociación de Facies III (ASF III)

Asociación de facies compuesta de areniscas lodosas en estratos medianos interestratificadas con limolitas. Los depósitos de *crevasse splays* se caracterizan por el depósito repetitivo de arenas y limos como consecuencia de desbordamientos sucesivos, estos depósitos se caracterizan por inundaciones, donde el sedimento arenoso y lodoso se deposita en un ambiente tranquilo de baja energía.

Asociación de Facies IV (ASF IV)

Esta asociación de facies está compuesta por areniscas lodosas, algunas con desarrollo de laminación planoparalela y bioturbación (icnofacies TSI y ADT) y limolitas. En un ambiente supralitoral lacustre relacionado con un medio siliciclástico, el sedimento llega en momentos de inundación a la cuenca y puede estar compuesto por una mezcla de arenas que llegan transportadas por flujos no confinados y que se depositan como derrames en manto o *sheet floods* y lodos en suspensión. En ambientes lacustres, la icnofacies *Scoyenia* típicamente caracteriza las áreas de margen lacustre, estando presentes en cuencas lacustres abiertas y cerradas, y en lagos efímeros y perennes (Buatois & Mángano, 1998, 2004a), también está presente icnofósiles que muestran altas densidades de *trackways* de artrópodos en ambientes lacustres. Esta asociación permite interpretar condiciones en un ambiente supralitoral lacustre, como lo sugieren las asociaciones de facies.

12. Modelo e interpretación ambiental

Las interpretaciones de asociaciones de facies permiten deducir que los sedimentos de la Formación Jordán fueron depositados en un ambiente continental, probablemente relacionado con flujos y ríos que formaron y re trabajaron sistemas de abanicos aluviales, que desembocaban sobre un lago principal de grandes dimensiones con una topografía suave. La apreciable proporción de matriz detrítica, la orientación de los fragmentos alargados, la alta angularidad de los granos, presencia de fragmentos inestables, la mala selección de los granos y la inmadurez tanto composicional como textural de las rocas, parecen claras evidencias para inferir un ambiente lacustre relacionado lateralmente con abanicos aluviales. La poca o ninguna alteración visible en los fragmentos líticos y de algunos feldespatos, nos indican un transporte muy corto, sedimentación y enterramiento rápido, sin que los constituyentes que hacían parte del sedimento tuviesen tiempo de alterarse o meteorizarse.

Las facies más proximales relacionadas con los abanicos aluviales que discurrían sobre el lago principal, se encuentran representadas por los lechos conglomeráticos de guijos y guijarros, que se encuentran situados al oeste de la ciudad de Piedecuesta, sobre la sección del Cerro Virgen de la Cantera, descrita por R. Vargas en Ward *et al.* (1973). Otras secciones con facies conglomeráticas adyacentes a la de Piedecuesta, afloran a lo largo del camino que conduce a la planta de sacrificio de equinos Villa Rosa, ubicada al margen derecho de la carretera que conduce de Piedecuesta al Peaje La Punta, esta sección constituye una sucesión de areniscas de grano fino interestratificadas

con conglomerados (guijos y guijarros de rocas volcánicas y metamórficas) y rocas volcanoclásticas (Figura 61).

El lago principal presentó un dominio de aporte siliciclástico hacia lo que hoy es la localidad tipo y zonas contiguas, que mitigó la generación de carbonatos, por el contrario, en localidades más alejadas de las zonas de aporte de sedimento e influencia de rocas volcánicas primarias, como en los afloramientos del Valle del Río de Oro y en la vía a Matanza, la presencia y precipitación de carbonatos fue posible, como lo atestigua la presencia del cemento calcáreo en areniscas y limolitas rojizas de estas localidades.

La presencia de rocas volcánicas interestratificadas en la localidad tipo de la Formación Jordán, confirma la presencia de actividad volcánica sinsedimentaria, que está representada principalmente de ignimbritas félsicas, formadas por flujos piroclásticos derivados del colapso de una columna eruptiva, tobas de caída de ceniza fina y gruesa y rocas epiclásticas generadas por el retrabajamiento de material volcánico. Basados en los modelos de facies con respecto a la distancia del foco de emisión, proximal (5-15 km), intermedia (15-30 km) y distal (> 30 km) para volcanes silíceos continentales (productos volcánicos félsicos) propuesto por Cas & Wright (1987), las sucesiones volcanoclásticas observadas en la localidad tipo y zonas adyacentes, se asocian a facies intermedias y distales de vulcanismo silíceo continental.

Los constantes indicios de fallamiento normal sinsedimentario observados en las rocas (Figura 57), son evidencias de la inestabilidad y constante subsidencia de la cuenca en un régimen extensivo. La presencia de fallas normales activas durante la sedimentación, pueden explicar el abrupto cambio de espesor que presenta la Formación Jordán justamente sobre el trazo de la Falla de Aratocha, donde el bloque colgante en su constante subsidencia de esta paleofalla normal, pudo acumular mayor espesor de sedimentos.



Figura 57. Evidencias de fallamiento normal sinsedimentario en areniscas de la Formación Jordán.

Los escasos vestigios de vida fosilizados en las rocas que fueron hallados en la Formación Jordán son icnofósiles, esto demuestra que las condiciones del medio eran adversas para el desarrollo de vida y solo pocos organismos podían habitar la zona, sumado a la actividad volcánica que se desarrollaba en el lugar, producían condiciones hostiles para el desarrollo de vida.

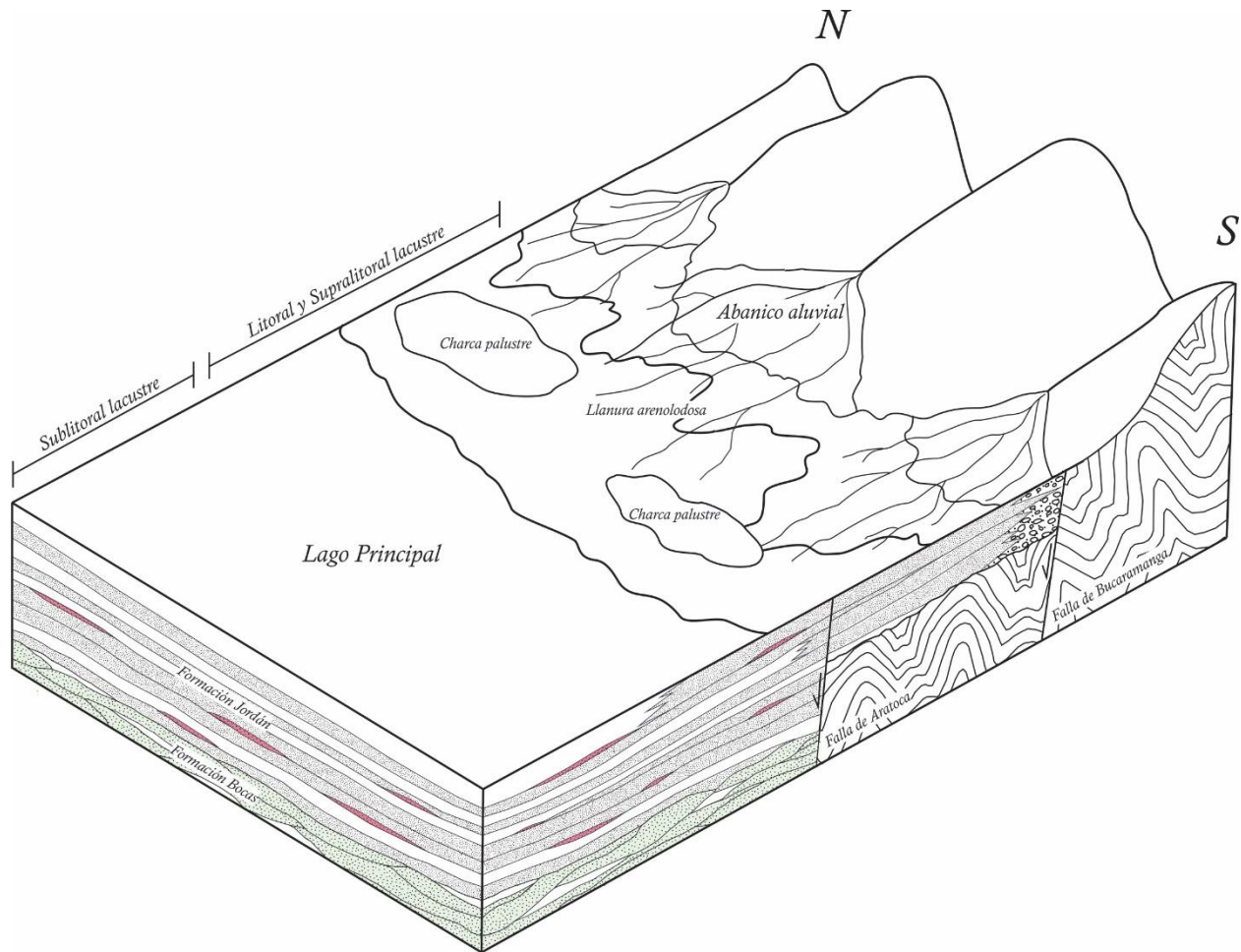


Figura 58. Interpretación ambiental del ámbito de depósito de la Formación Jordán.

13. Basaltos asociados a la Formaciones Bocas y Jordán

Sobre la vía principal que conduce de Bucaramanga a Ríonegro se pueden observar discretos flujos de lava de composición máfica, que se interestratifican en la parte superior de la Formación Bocas y la base de la Formación Jordán. Se tratan de flujos de basaltos con textura amigdalara. El color de estas rocas es gris oscuro a gris verdoso con presencia de superficies rojizas, que pueden marcar

una alteración. Algunos flujos muestran evidencias de mezcla con el sedimento (peperitas). Los flujos son más abundantes en la Formación Bocas, pero el cuerpo de mayor dimensión se encuentra en la base de la Formación Jordán, donde se pueden observar en una zona, estructuras circulares de *pillow lavas*. Las almohadillas son de formas elípticas a subredondeadas, con diámetros medios entre 20 a 30 cm, las cuales presentan textura porfirítica y amigdalar en muestra de mano. Las estructuras almohadilladas no se observan con facilidad en el afloramiento (Figura 59).



Figura 59. Apariencia en afloramiento de los basaltos almohadillados de la Formación Jordán.

En sección delgada los basaltos almohadillados presentan textura porfirítica e intergranular, definidas por microfenocristales de plagioclasa (Figura 60 A y B). En los intersticios de las plagioclasas se identifican relictos de cristales de clinopiroxenos cloritizados, epítota, opacos y vidrio (Figura 60 C y E). Los basaltos también presentan texturas amigdalares con tamaños medios de 3 a 5 mm y de formas redondeadas a ovaladas, que se encuentran rellenas principalmente por epidota, carbonatos y zeolita (Figura 60 E y F).

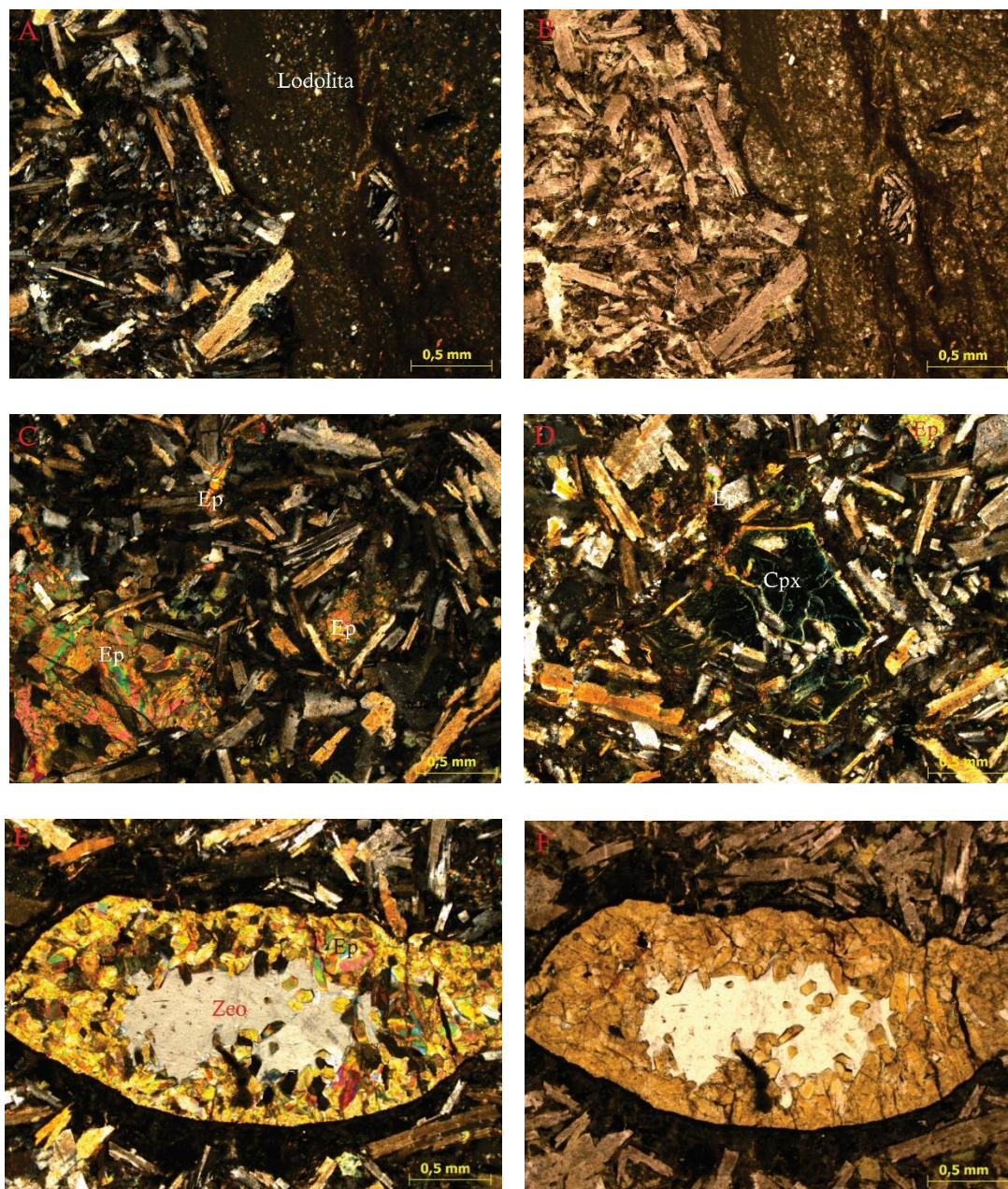


Figura 60. Ep: Epídota; Zeo: Zeolita; Cpx: Clinopiroxeno. Microfotografías de basalto almohadillado de la Formación Jordán.

Los flujos de lava entraron en contacto bajo el agua, tal como lo muestra la estructura almohadillada y la presencia de abundantes amígdalas en las rocas (Moore & Schilling, 1973).

Los ambientes Lacustres de la Formación Bocas y la Formación Jordán, pueden haber creado condiciones de cuerpos de agua con la suficiente extensión para la generación de estructuras almohadilladas, donde las coladas de lava se estrujen y se enfrían bajo el agua.

14. Contacto y distinción de la Formación Bocas y la Formación Jordán

Según las características observadas y las descripciones de las distintas localidades estudiadas de la Formación Jordán, su principal distinción son las facies de areniscas de granulometría muy fina ligeramente lodosas de coloración marrón-rojiza, muy homogénea y monótona, sin cambios granulométricos drásticos. Esta particularidad litológica permite distinguir la Formación Jordán, de las unidades infrayacente y suprayacentes (Formación Bocas y Formación Girón).

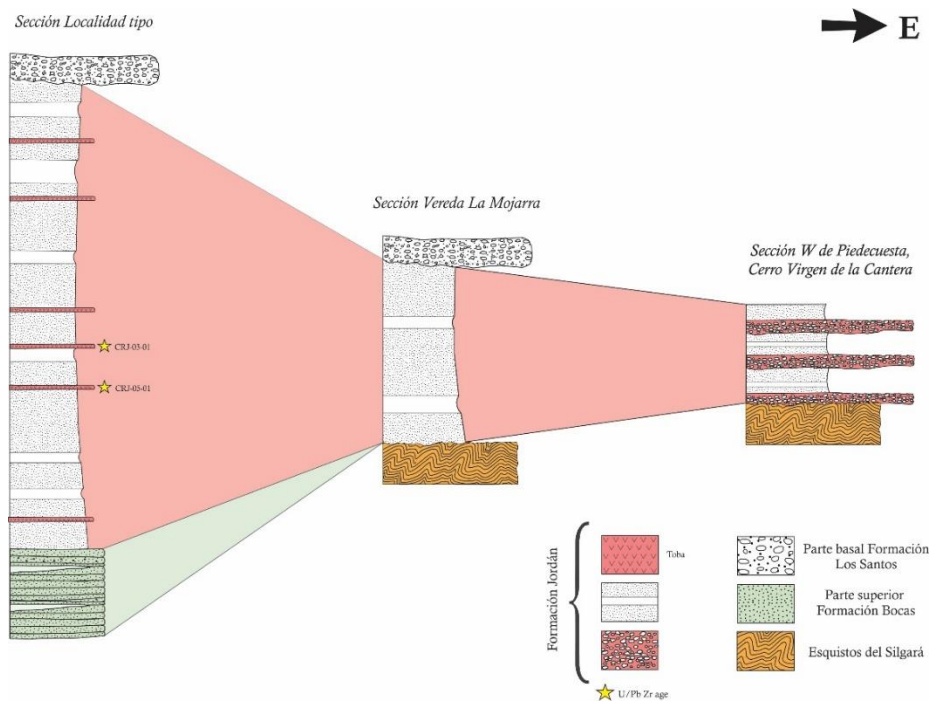


Figura 61. Cambio lateral de facies de la Formación Jordán.

El conjunto inferior más joven de areniscas verdosas de la localidad tipo asociadas a la Formación Jordán por Cediel (1968), carece de los rasgos distintivos de la unidad, en especial su coloración, litología y ausencia de material volcánico. Estas características en la coloración gris verdosa recuerdan a las descritas en las rocas del tope de la Formación Bocas sobre el Valle del Río de Oro y vía Rionegro, además, el contacto entre la Formación Bocas con las *red beds* de la Formación Jordán sobre el Río de Oro, presenta las mismas particularidades observadas entre el contacto de las areniscas verdosas basales y en conjunto superior de *red beds* en la localidad tipo, un cambio muy marcado de coloración, que pasa de gris verdoso a marrón rojizo muy intenso. Esto sumado a la ausencia de material volcánico félsico, permite proponer que este conjunto de areniscas verdosas basales, sea relacionado con la Formación Bocas (Figura 61).

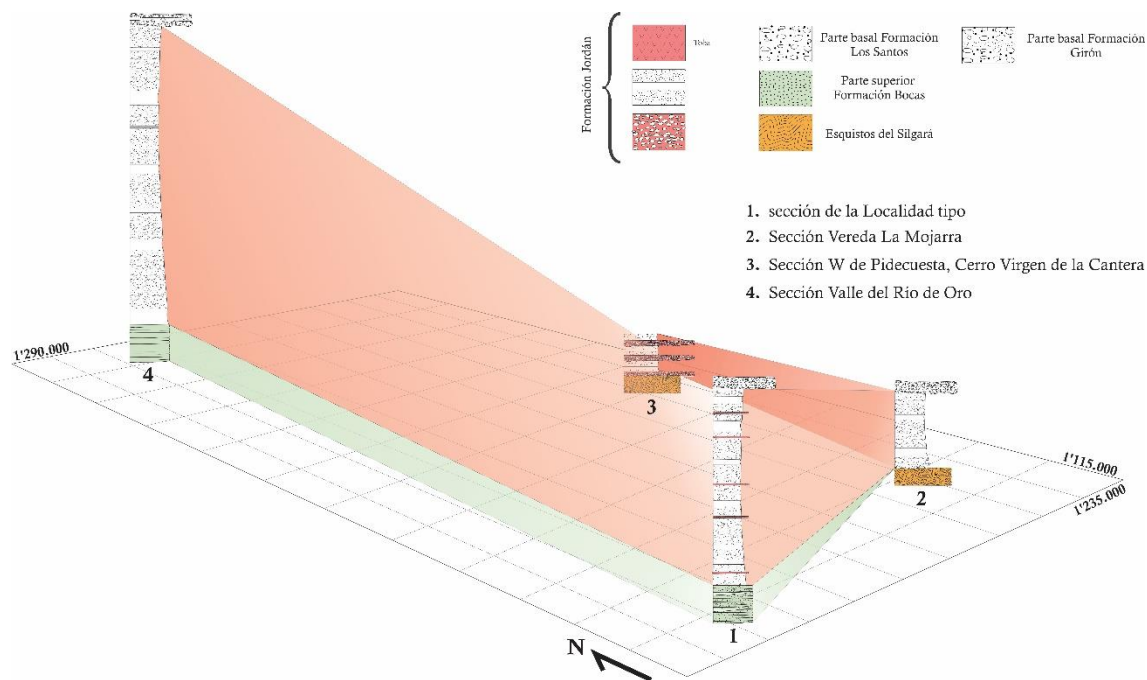


Figura 62. Diagrama de correlación para la Formación Jordán y la Formación Bocas.

15. Edades

15.1 Edad de la Formación Jordán

Debido a la ausencia de fósiles, hasta el momento la edad de la Formación Jordán está basada en su posición estratigráfica como Jurásico temprano (Ward *et al.*, 1973), Jurásico temprano-medio (Royero & Clavijo, 2001) y Jurásico medio (Rabe, 1977; Bayona *et al.*, 2006). La particularidad de presentar lechos de tobas interestratificadas con rocas sedimentarias, da la posibilidad de determinar la edad de sedimentación a partir de dataciones radiométricas en las rocas volcánicas presentes. A continuación, se presentan los resultados de dos dataciones realizadas a rocas volcánicas de la Formación Jordán ubicadas en su localidad tipo:

Los granos de circón separados de las dos muestras fueron fechados por la técnica U-Pb LA-ICP-MS. Los datos se procesaron utilizando el programa IsoplotR (Vermeesch, 2018) e Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003). No se consideraron en la interpretación los resultados circones con discordancias mayores 10 %. En ambas muestras todos los circones presentan relaciones Th/U entre 0,434 y 2,5 características de procesos magmáticos (Rubatto, 2002). Las dos rocas datadas corresponden a una ignimbrita de composición félsica (CRJ-05-01) y una toba de caída (CRJ-03-01). Las rocas se encuentran ubicadas hacia la parte inferior-medía de la Formación Jordán (anexo columna).

Los resultados de las muestras CRJ-05-01 y CRJ-03-01, se graficaron en el diagrama de concordia Wetherill (las elipses de error son graficadas a $\pm 2\sigma$) y se calculó una edad media

ponderada de 199.37 ± 0.34 Ma y 198.49 ± 0.33 Ma respectivamente (Figura 64), interpretadas como la edad de la actividad volcánica coetánea a la sedimentación.

Se reportan edades del Paleozoico Inferior, Neoproterozoicas y Mesoproterozoicas en las dos muestras datadas, las cuales coinciden con las firmas de edades reportadas para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordani *et al.*, 2005; Van der Lelij, 2013; Mantilla *et al.*, 2016a; Mantilla *et al.*, 2016b) y se interpretan como circones heredados de estas unidades metamórficas (Figura 63).

De acuerdo a los resultados obtenidos en las dos dataciones, se propone aquí una edad de Jurásico temprano para la Formación Jordán.

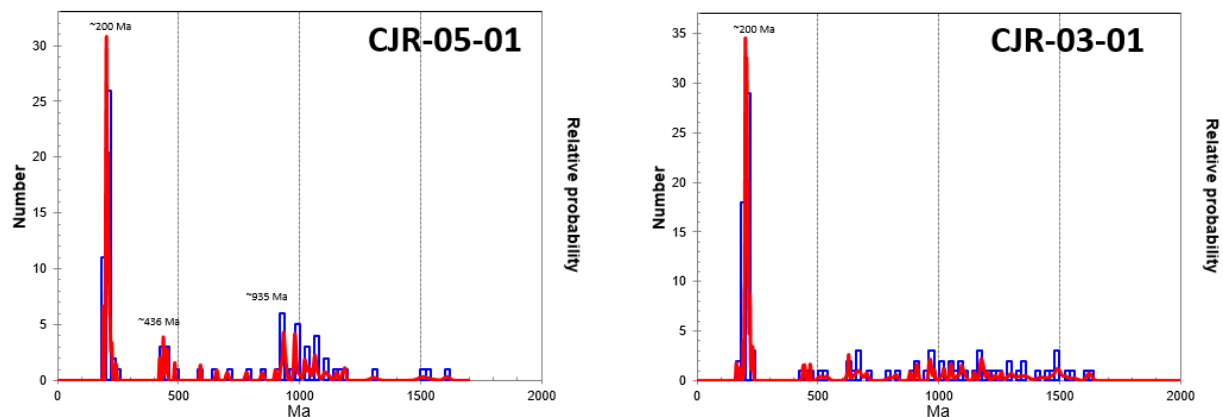


Figura 63. Histogramas de probabilidad relativa para las dataciones U-Pb de la Formación Jordán

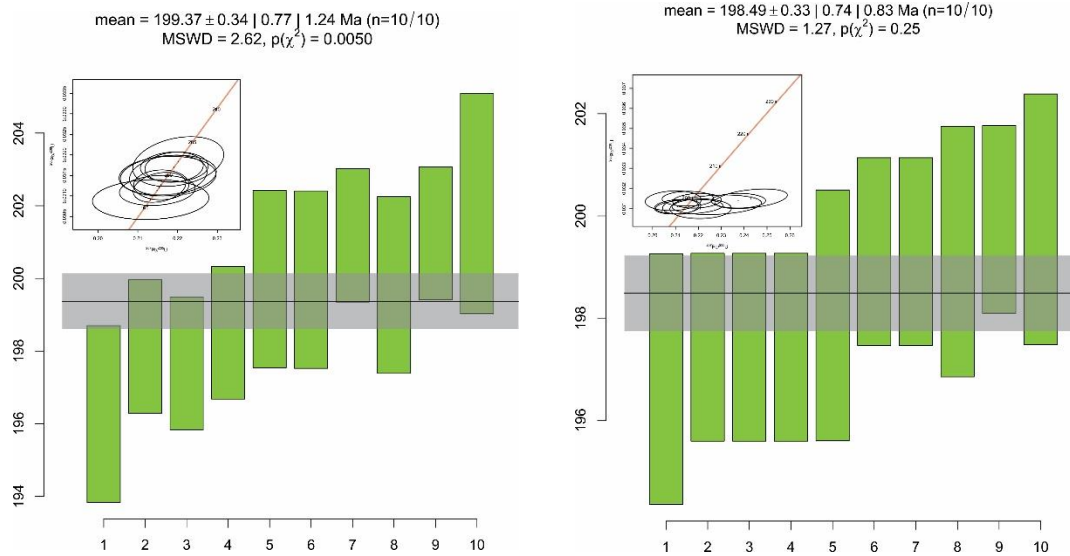


Figura 64. Edad media ponderada para las tobas datadas de la Formación Jordán.

15.2 Edad de la Formación Bocas

Su nombre deriva del corregimiento de “Las Bocas”, ubicado en la confluencia del Río Negro y Río de Oro al norte de Bucaramanga. Su localidad tipo se extiende desde “Puente tierra” hasta el Corregimiento Las Bocas, sobre la carretera norte de Bucaramanga. Esta unidad se caracteriza en su base por una sucesión de lodolitas oscuras, shale, limolitas y areniscas, algunas ligeramente calcáreas, que se interestratifican hacia la parte media con capas carbonosas y un nivel de calizas. La parte superior se diferencia del conjunto basal por tamaños de grano generalmente más gruesos y colores más claros de sus rocas. Se caracteriza por areniscas de grano fino y muy fino gris verdosas, feldespáticas, ligeramente calcáreas alternadas esporádicamente con horizontes conglomeráticos (Figura 67). Este segmento superior se encuentra bien expuesto hacia el sur de la localidad de Bocas, sobre el Valle del Río de Oro. La Formación Bocas se encuentra en continuidad estratigráfica con la suprayacente Formación Jordán.



Figura 65. Segmento inferior de la Formación Bocas.



Figura 66. Parte media de la Formación Bocas a la altura del corregimiento de Bocas.

Es común encontrar fósiles de ostrácodos y conchostracos en los niveles de limolitas y lodolitas color oscuro, así como restos de plantas carbonizadas, algunas con buena preservación. La edad de la Formación Bocas se sustenta en fósiles de helechos, identificados como *Phlebopteris*

branneri (White) Gothan y restos polínicos de *Classopollis* por Remy *et al.* (1975). Este autor le asigna una edad de Jurásico Temprano fundamentado en los fósiles de esta planta y los palinomorfos identificados.



Figura 67. Parte superior de la Formación Bocas, Vía Bucaramanga-Rionegro

15.2.1 Conchostracos de la Formación Bocas y edad bioestratigráfica. Se recolectaron aproximadamente 80 especímenes de conchostracos en niveles de lodolitas carbonosas del segmento inferior de la Formación Bocas (Figura 65), en su localidad tipo. El objetivo fue identificar taxonómicamente las especies o géneros presentes, que ayuden a determinar rangos de edad, a partir de bioestratigrafía. Los fósiles se identificaron con ayuda de fotografías estereomicroscópicas e imágenes SEM (*Scanning Electron Microscope*) por el Doctor Oscar Gallego, investigador del Conicet en Argentina.

Los conchostracos tienen una larga trayectoria de aplicaciones a la bioestratigrafía, desde Petzold & Lane (1988) hasta los recientes trabajos de Geyer & Kelber (2017). Si bien, tiene una

larga historia de estudios científicos, todavía este grupo se debate en una interesante discusión sobre la validez de los distintos esquemas clasificatorios y sus aplicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. Pero sin dudas en los ambientes continentales resultan los invertebrados más comúnmente hallados y luego del polen y las improntas vegetales, deberían considerarse los mejores fósiles guías y también tener la atención que se merecen, ya que en los últimos años ha crecido el número de trabajos y especialistas que escriben sobre ellos.

La asociación de conchostracos proveniente de la Formación Bocas por sus pequeñas dimensiones y la litología de sus niveles portadores recuerdan aquellas de la Formación Río Mendoza (Gallego *et al.*, 2005), provenientes de fangolitas rojas depositadas en episodios de desbordamiento de los sistemas fluviales del Triásico de la Cuenca Cuyana en el centro oeste de la Argentina. No obstante, su composición taxonómica no puede ser comparada ya que en esta última se ha descrito sólo una especie de *Euestheria*.

Esta asociación de conchostracos de la Formación Bocas se compone de las especies: *Laxitextella multireticulata* Reible (1962), cuyo biocrón abarca el Triásico Tardío desde el límite Ladiniano-Carniano al Carniano temprano (Zona de *Laxitextella multireticulata* del Carniano temprano (Cordevoliano) de las cuencas germánicas y norteamericanas, Kozur & Weems (2010). También se registra una forma similar a *Wannerestheria* sp., que podría ser *W. pennsylvanica* reportada para el Carniano tardío (Zona de *W. pennsylvanica* y zona de *Howellisaura? ovata* del Supergrupo Newark (EEUU) de Kozur & Weems (2010). También se identificó la presencia de *Euestheria ?buravasi* Kobayashi (1975) (Zona de *Palaeolimnadia schwanbergensis* Noriano temprano y Zona de *Euestheria buravasi*–*Euestheria* n. sp. Kozur & Weems (2010). Además de *Shipingia hebaozhaiensis* Shen (1976), a la que se le refiere una edad de Noriano Medio (Zona de *Shipingia hebaozhaiensis*).



Figura 68. *Laxitextella multireticulata*



Figura 69. *Shipingia hebaozhaiensis*

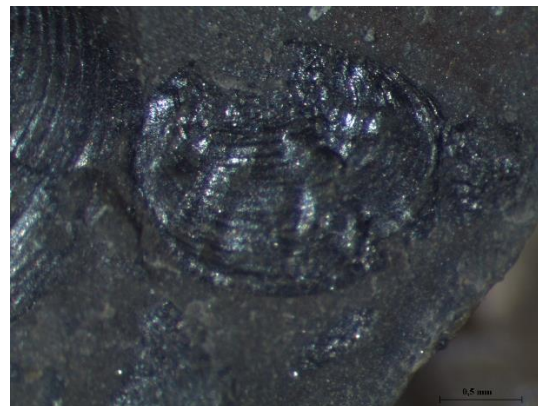


Figura 70. *Euestheria buravasi*

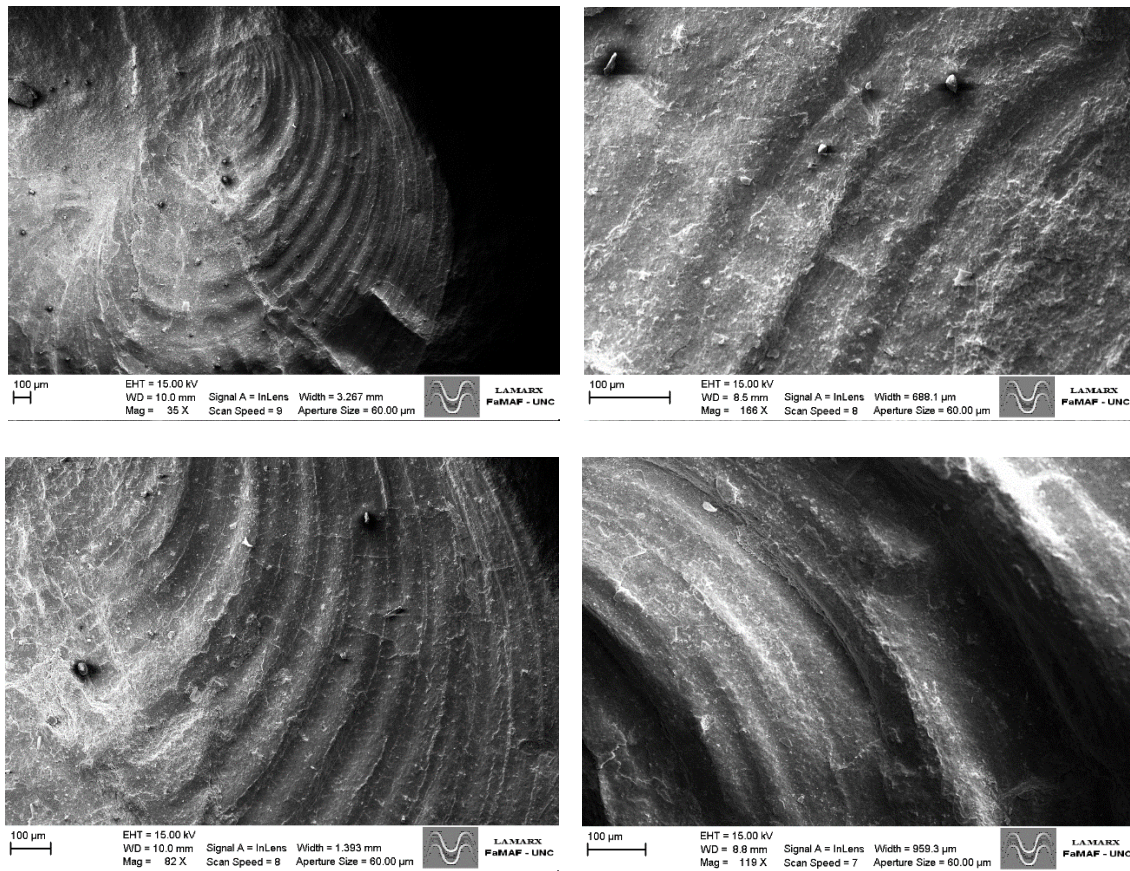


Figura 71. Imágenes SEM donde se observan detalles sobre las líneas de crecimiento y la textura de las conchas.

De acuerdo a la asociación de conchostracos registrada, sus biocrones y las biozonas donde se reportan y mencionan estas especies, la edad de la parte inferior de la Formación Bocas podría representar sólo el Triásico Tardío desde el Carniano al Noriano.

Basados a los resultados obtenidos en las dataciones radiométricas de las rocas volcánicas de la Formación Jordán, se propone una edad de Triásico Superior para la Formación Bocas, debido a que las edades obtenidas en las tobas de la Formación Jordán, se encuentran muy cerca del límite Triásico-Jurásico (201.3 ± 0.2 Ma). Esto limita a que las rocas infrayacentes a la Formación Jordán tengan una edad preJurásica. Sumado a esto, se tiene una asociación de conchostracos, extraídos del segmento inferior de la Formación Bocas, que marcan una edad de Carniano-Noriano. Estas

nuevas evidencias, sugieren que una edad de Triásico Tardío para la Formación Bocas sería la más apropiada.

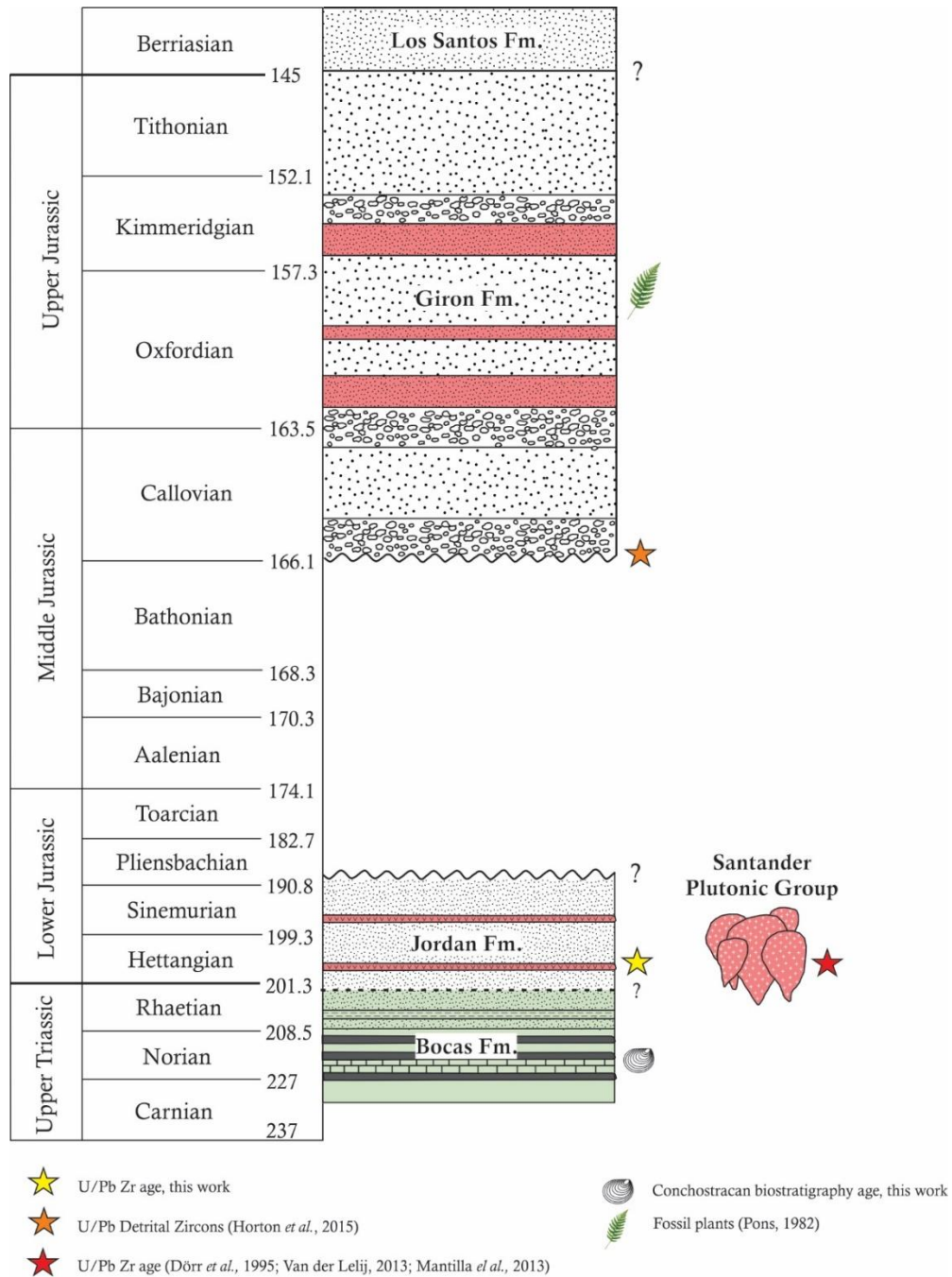


Figura 72. Nueva propuesta de edades para las unidades Triásico-Jurásicas del Macizo de Santander.

16. Correlaciones

Al comparar los resultados geocronológicos obtenidos en este trabajo con las demás edades publicadas de unidades volcánicas y volcanoclásticas de los Andes de Norte, se tiene que la Formación Jordán es correlacionable con la Formación La Quinta de los Andes de Mérida. Una datación realizada por Van der Lelij (2013) a una riolacita ubicada en la sección tipo de la Formación La Quinta, sobre la carretera Seboruco-La Grita, obtiene una edad por el método U/Pb de 202 ± 1.6 Ma. En Colombia, publicaciones recientes sobre la edad de la Formación Norean realizadas por Correa-Martínez *et al.* (2019), obtienen una edad U/Pb de 192.4 ± 2.2 Ma en una andesita basáltica ubicada en el conjunto basal (Jncp) de la unidad, sobre la localidad tipo. Otras dataciones Realizadas a la Formación Norean en la Serranía de San Lucas publicadas por Leal-Mejía (2011) han arrojado edades U/Pb 201.6 ± 3.6 Ma y 196.1 ± 4.4 Ma. Estas edades radiométricas reportadas para base de la Formación Norean son correlacionables con la edad obtenida para la Formación Jordán.

El basamento metamórfico del Macizo de Santander se encuentra intruido por granitoides del “Grupo plutónico de Santander” (Ward *et al.*, 1973), los cuales presentan un rango temporal desde el Triásico Tardío al Jurásico Temprano, entre los 202 y 195 Ma, según las publicaciones de edades de cristalización publicadas por (Goldsmith *et al.*, 1971; Dörr *et al.*, 1995; Van der Lelij, 2013; Mantilla *et al.*, 2013). Estas edades reportadas para los intrusivos son correlacionables a las edades radiométricas obtenidas para las tobas de la Formación Jordán.

La Formación Jordán difiere en una edad ligeramente más antigua con las extensas secuencias volcanoclásticas de la Formación Saldaña (Rodríguez *et al.*, 2016), las Vulcanitas de Pitalito (Rodríguez *et al.*, 2016), Formación La Quinta de la Serranía de Perijá (González *et al.*, 2015), con las unidades ubicadas en las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta: Formaciones Gautapurí, Ignimbrita de Caja de Ahorros, Ignimbrita de La Paila, las unidades volcánicas y volcanoclásticas de la península de la Guajira: Riodacita de Ipapure- Cerro La Teta (Zuluaga *et al.*, 2015) y los segmentos pertenecientes a la parte media y superior de la Formación Norean (Correa-Martínez *et al.*, 2019). Estas unidades anteriormente mencionadas comprenden edades entre los 190 – 172 Ma, según los datos publicados de dataciones radiométricas U/Pb.

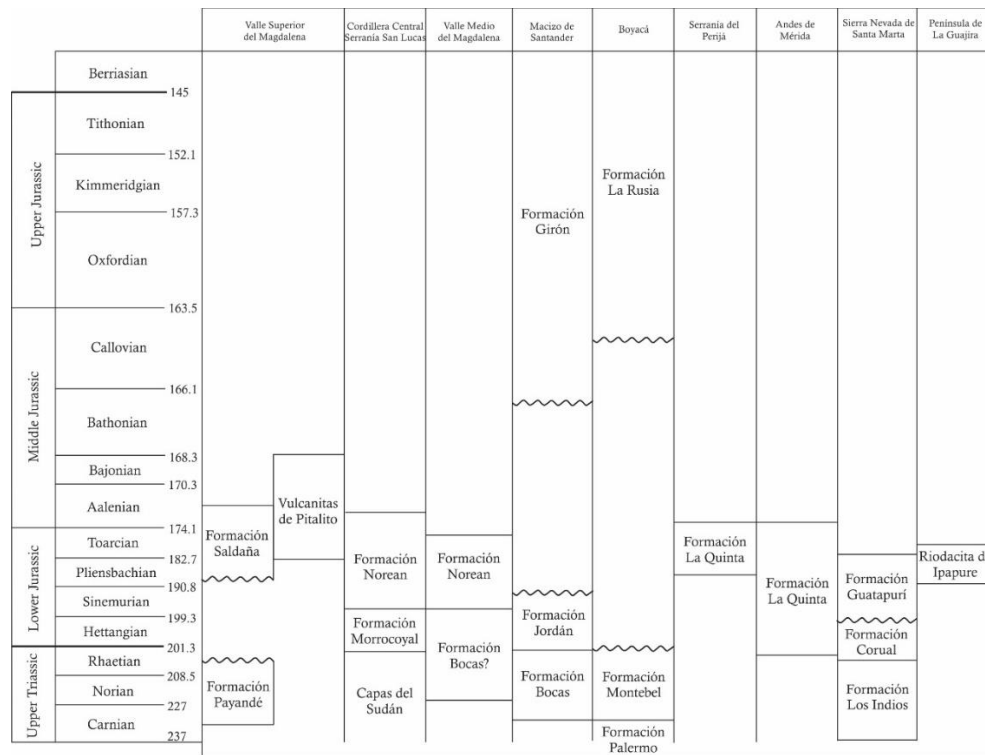


Figura 73. Correlación y edades de las diferentes unidades volcánicas y volcanoclásticas publicadas en: (Correa-Martínez *et al.*, 2019; Quandt *et al.*, 2018 Rodríguez *et al.*, 2016; González *et al.*, 2015; Zuluaga *et al.*, 2015; Van der Lelij, 2013; Leal-Mejía, 2011; Clavijo *et al.*, 2008; Tasch, 1987; Geyer, 1973; Geyer, 1969; Geyer, 1967).

17. Discusión

Origen del Vulcanismo

Plutones y stocks subvolcánicos pertenecientes al “Grupo Plutónico de Santander” como: Granito de Pescadero (199.1 ± 1.3 Ma. Van der Lelij, 2013), Batolito de Mogotes (198 ± 0.8 Ma. Van der Lelij, 2013), Las Riollitas de San Joaquín (201 ± 2.1 Ma. Rodríguez *et al*, 2018) y Riollitas el Uvo (197.5 ± 1.5 Ma. Zapata *et al*, 2018), son cuerpos ígneos que se emplazaron sobre el basamento metamórfico de forma adyacente a la Formación Jordán, y comparten una estrecha relación tanto temporal como composicional respecto a las rocas volcanoclásticas que posee la unidad. La composición principal de estos intrusivos son graníticas y granodioríticas, por lo cual sus equivalentes extrusivos encajan con las composiciones riolíticas de las rocas piroclásticas interstratificadas en Formación Jordán. Estas relaciones indican que la actividad volcánica sinsedimentaria registrada en la Formación Jordán se debió generar en este mismo evento magmático, relacionado con la formación y emplazamientos de los intrusivos pertenecientes al denominado “Grupo Plutónico de Santander” entre los 202 y 195 Ma. Adicionalmente se tiene que las firmas de edades heredadas en las tobas corresponden a las reportadas para basamento metamórfico del Macizo de Santander, lo cual confirma que la actividad magmática relacionada con el vulcanismo ocurrió en esta zona.

Ambiente geotectónico

Interpretaciones sobre el ambiente geodinámico en el Macizo de Santander y los Andes de Mérida durante el Triásico-Jurásico es propuesto por Van der Lelij (2013) como un magmatismo

de arco con desarrollo de *Slab roll back* que ocurrió entre los 202 Ma y 196 Ma. De forma coetánea, el autor plantea la generación de cuencas de *Back-arc*. Esta interpretación apoya la idea de un ambiente lacustre acompañado de actividad volcánica para la Formación Jordán, ya que en sistemas tectónicos distensivos, como en cuencas *Back-arc*, se dan condiciones favorables para la acumulación de cuerpos de agua permanentes de dimensiones variables y la conservación de registros sedimentarios lacustres, que quedan preservadas debido al desarrollo de tasas de subsidencia tectónica (Arche, 2010). La actividad magmática relacionada al *Back-arc* se asocia a la presencia de rocas ígneas enriquecidas en contenido de Potasio. Esta relación puede observarse en la mayoría de intrusivos pertenecientes al “Grupo plutónico de Santander” y en las rocas volcánicas de la Formación Jordán, a su vez, se tiene evidencia de una dinámica distensiva en la corteza, que pudo facilitar la generación de un magmatismo bimodal incipiente, como lo demuestra los flujos de basaltos interestratificados en la Formación y el dique de composición máfica que corta a la misma. Características como las anteriores permiten sugerir que la acumulación de sedimentos y la actividad volcánica registrada en la Formación Jordán, sucedió probablemente en un dominio de retro-arco (*back-arc*) en el Macizo de Santander, en el lapso comprendido desde finales de Triásico hasta comienzos de Jurásico Temprano (202-194 Ma).

Edad de la Formación Bocas

La Formación Bocas, es considerada del Jurásico Temprano por Remy *et al.* (1975) basado en fósiles de plantas de la especie *Phlebopteris branneri* y restos microflora del género *Classopollis*. Determinar una edad bioestratigráfica basados en esta especie de planta presenta algunos inconvenientes, ya que actualmente se ha reinterpretado su rango de edad, reportada para el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Schweitzer, 1978; Vaez-Javadi, 2006; Weber, 2008), Jurásico Temprano (Wesley, 1966) y Jurásico Medio (Hill & Van Konijnenburg-van Cittert, 1973), por lo

tanto al presentar una amplia distribución temporal, no permite ser preciso para definir una edad bioestratigráfica. De forma semejante, el polen perteneciente al género *Classopollis* ha presentado cambios en su rango temporal, los granos de este palinomorfo Mesozoico ampliamente definido, van desde el Triásico Tardío hasta el Turoniano (Taylor & Alvin, 1984; Kddo, 2018). De acuerdo a la asociación de conchostracos registrada para la parte inferior de la Formación Bocas, sus biocrones y las biozonas donde se reportan y mencionan estas especies, representan sólo el Triásico Superior desde el Carniano al Noriano, lo cual concuerda y abarca con los rangos edad definidos actualmente para el *Phlebopteris branneri* y el *Classopollis*. Las especies de conchostracos definidas son semejantes a la fauna Triásica descrita por Kozur (2007) para la cuenca de Newark, al este de Norteamérica. Una edad de Triásico Tardío para la Formación Bocas sería la más apropiada de acuerdo a la asociación de fauna y flora definida para la unidad.

18. Conclusiones

Los sedimentos de la Formación Jordán fueron depositados en un ambiente continental, probablemente relacionado con flujos y ríos, que formaron y retrabajaron sistemas de abanicos aluviales que desembocaban sobre un lago principal de grandes dimensiones con actividad volcánica coetánea. Sumado a esto, se han identificado icnofósiles característicos de este ambiente que apoyan esta interpretación.

Los resultados obtenidos en las dataciones radiométricas U-Pb en las tobas de la Formación Jordán, permiten concluir que la unidad pertenece al Jurásico Temprano.

Los cambios de espesor observados en la Formación Jordán son evidencias de la inestabilidad en la paleocuenca en el Jurásico Temprano, producida por actividad de fallas sinsedimentarias en un régimen extensivo.

Según lo establecido por la Guía estratigráfica Internacional, la sección del Valle del Rio de Oro de la Formación Jordán, cumple con las condiciones para proponer que esta sea una sección de referencia para la unidad.

La identificación de los diferentes géneros y especies de conchostracos de la Formación Bocas, indican un rango temporal de Carniano-Noriano, por lo tanto, se propone una edad de Triásico Tardío para la unidad.

Debido a la abundancia de restos fósiles de fauna y flora encontrados en la Formación Bocas los cuales son característicos de ambientes continentales, se sugiere que el ambiente de sedimentación de esta unidad es de origen continental.

Las características litológicas de las areniscas verdosas basales de la localidad tipo de la Formación Jordán, muestran similitudes con la parte superior de la Formación Bocas, por lo tanto, se concluye que este conjunto litológico esté asociado a esta unidad.

Las similitudes temporales y composicionales que comparten varios intrusivos del “Grupo Plutónico De Santander” con las tobas de la Formación Jordán, indican que la actividad volcánica registrada en la unidad, se produjo en el mismo evento magmático relacionado con la formación y el emplazamiento de estos plutones en el Macizo de Santander.

19. Recomendaciones

Se recomienda para trabajos futuros de la Formación Jordán, realizar nuevos estudios geocronológicos para fortalecer y confirmar la edad establecida en este trabajo.

Se recomienda realizar estudios geoquímicos en las rocas volcánicas de la Formación Jordán.

Se aconseja realizar un análisis de facies para la Formación Bocas en su localidad tipo, con el objetivo de confirmar su ambiente de sedimentación.

Se recomienda realizar un análisis facial de la Formación Jordán en el sector de la Vereda La Purnia para establecer una mejora en el conocimiento de su distribución facial.

Se sugiere caracterizar las Areniscas verdosas basales de la localidad tipo de la Formación Jordán, la cual en este trabajo se asociada a la Formación Bocas.

Se aconseja realizar estudios detallados en geoquímica y petrografía para los flujos de basaltos encontrados en las zonas de contacto entre la Formación Bocas y Formación Jordán, con el fin de establecer un ambiente geotectónico de formación.

Referencias Bibliográficas

- Arche, A. (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (Vol. 46). Editorial CSIC-CSIC Press.
- Arguello, C., Quintero, J., (2015). Estratigrafía de la Formación Jordán entre el Municipio de Piedecuesta y la punta de la Mesa de Los Santos, Santander. Proyecto de grado de Geología. Universidad Industrial de Santander, Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas.
- Aspden, J. A., W. J. Mccourt, and M. Brook, (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia: *Journal of the GSL* v. 144, p. 893–905.
- Ayala-Calvo, R., Veloza-Fajardo, G., Bayona, G., Gómez-Casallas, M., Rapalini, A., Costanzo-Álvarez, V., Aldana, M., Cortés, M., (2005). Paleomagnetismo y Mineralogía magnética en las unidades de Mesozoico de Bucaramanga y el Macizo de Floresta, *Geología Colombiana*, 30, 49-66.
- Bayona, G., Rapalini, A., Costanzo-Álvarez V., (2006). Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the northern Andes and its implications in Mesozoic tectonics of northwestern South America, *Earth Planets Space*, 58, 1255–1272.
- Boggs, S, Jr. (1987). Principles of sedimentology and stratigraphy. A Bell and Howell Company. Merrill publishing Company.
- Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (1995). The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia ichnofacies*: an archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos*, 4, 151-161.
- Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (1998). Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, 367-382.

- Buatois, L. A., Mángano, M. G., Fregenal-martinez, M. A. & De Gibert, J. M. (2000). Short-term colonization trace-fossil assemblages in a carbonate lacustrine konservat-lagerstatte (Las Hoyas fossil site, Lower Cretaceous, Cuenca, central Spain). *Facies*, 43, 145-156.
- Buatois, L.A. and Mángano, M.G. (2004a). Animal–substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. In *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, ed. D. McIlroy, Geological Society Special Publication, 228, 311–333.
- Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (2004b). Animal-substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. *Geological Society, London, Special Publications*, 228(1), 311-333.
- Buatois, L. A., & Mángano, M. G. (2011). *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press.
- Campbell, C. (1967). Lamina, laminaset, bed, and bedset. *Sedimentology*, 8, 7– 26.
- Cediel, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Servicio Geológico Nacional*, 16(1–3), 5-96.
- Cediel, F. (2001). El Grupo Girón una molasa (?) Mesozoica (?) de la Cordillera Oriental (?) de Colombia (?). *Boletín de Geología*. vol. 23, no. 38, p. 88.
- Clavijo, J. (1995). Mapa Geológico de Colombia. Plancha 75 - Aguachica. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bucaramanga.
- Clavijo, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L., & Pérez, A. (2008). Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, norte del Valle Medio del Magdalena y noroeste de la Cordillera Oriental. *Boletín de Geología*, 30(1), 45-62.
- Compton, R. (1985). *Geology in the Field*. Wiley Press, New York, pp. 229 – 234.

- Cordani, U., Cardona, A., Jimenez, D., Liu, D., and Nutman, A. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville Belt. In: Vaughan, A., Leat, P., Pankhurst, R., (Eds), Terrane processes at margins of Gondwana. *Geological Society*, London, Special Publications, 246: 329-346.
- Correa-Martínez, A.M., Rodríguez, G., Arango, M.I., y Zapata-García, G. (2019). Petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb de las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Noreán al NW del Macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 41(1), 29-54.
- Dickey, P. A. (1941). Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia. *AAPG Bulletin*, 25(9), 1789-1795.
- Dorr, W., J. R. Grosser, G. I. Rodriguez, and U. Kramm. (1995). Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 187–194.
- Etayo-Serna, F., (1985). *Proyecto Cretácico*. Publicaciones geológicas especiales de Ingeominas. Capítulo I, 1-13.
- Etayo-Sena, F. & Rodriguez, G. (1985). Edad de la Formación Los Santos. *Proyecto Cretácico*. Contribuciones. Publ. Geol. Esp. de Ingeominas, (16) XXVI-1 - XXVI-13., Bogotá.
- Etayo-Serna, F., (1989). Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. V Congreso Colombiano de Geología. Guía de Excursión Técnica. 41p.
- Folk, R. L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*: Austin. Texas, Hemphill, 182.
- Frey, R. W. & Pemberton, S. G. (1984). Trace fossil facies models. In: WALKER, R. G. (ed.) *Facies Models* (2nd edn). Geoscience Canada, Reprint Series, Ontario, 1, 189-207.
- Frey, R. W. & Pemberton, S. G. (1987). The *Psilonichnus* ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, 333-357.

- Gallego, O.F., Zavattieri, A.M. & López-Arbarello, A., (2004). Conchostracos y restos de peces de la localidad tipo de la Formación Río Mendoza (Triásico Medio), provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 41/3, 289-301
- Geyer, O. (1967). Das Typus-Profil der Morrocoyal-Formation (Unterlias; Depto. Bolivar, Kolumbien).
- Geyer, O. (1969). La fauna de amonitas del perfil típico de la Formación Morrocoyal.- Mem. I Congr. Col. Geol. 111-133,9 Figs, 6 Tab., 2 Lam., Bogota.
- Geyer, O. (1973). Das präkretazische Mesozoikum von Kolumbien. *Geologisches Jahrbuch. Reihe B. Heft 5*. Hannover.
- Geyer, G., & Kelber, K. P. (2018). Spinicaudata ("Conchostraca," Crustacea) from the Middle Keuper (Upper Triassic) of the southern Germanic Basin, with a review of Carnian–Norian taxa and suggested biozones. *PalZ*, 92(1), 1-34.
- Gehrels, G., Valencia, V. A., and Pullen, A. (2006). Detrital Zircon Geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona Laserchron Center, in *Emerging Opportunities, Paleontological Society Short Course*, Philadelphia, PA. 67-76.
- Gehrels, G., Valencia, V. A., and Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector- inductively coupled plasma-mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, 9 (3). p.
- Gierlowski-Kordesch, E. y Kelts, K. (eds.) (1994): *Global Geological Record of Lake Basins*, vol. I. Cambridge University Press, Cambridge.
- González, H., Salinas, R., Cárdena, J., Muñoz, C. & Vélez, W. (2015). Elaboración de la cartografía geológica de un conjunto de planchas a escala 1:100.000 ubicadas en cuatro bloques del territorio nacional, identificados por el Servicio Geológico Colombiano. Plancha 41 – Becerril. Servicio Geológico Colombiano.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., and Mehnert, H.H., (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: United States Geological Survey Professional Paper, v. 750, no. D, p. 44–49.

- Hedberg, H.D. (1931). Standard stratigraphic section of the Department of Santander, Colombia. (Based principally on the geologic sections exposed on the Río Lebrija and the Río Sogamoso). Venezuela Gulf Oil Company, Geological Department, VEN-160: 69 p.
- Hettner, A. (1892). *Die Kordillere von Bogotá... Mit Karten und Profilen*.
- Horton, B.K., Anderson, V.J., Caballero, V., Saylor, J.E., Nie, J., Parra, M., and Mora, A., (2015). Application of detrital zircon U-Pb geochronology to surface and subsurface correlations of provenance, paleodrainage, and tectonics of the Middle Magdalena Valley Basin of Colombia: *Geosphere*, v. 11, no. 6, p. 1790–1811,
- Julivert, M. (1958). La Morfoestructura de la Zona de las Mesas al SW de Bucaramanga (Colombia SA). *Boletín de Geología*, (1), 7-43.
- Kddo, Y. H. (2018). New *Classopollis* Species From Triassic-Jurassic Boundary In Northern Iraq. Iraqi National. *Journal of Earth Science*, 18(2), 49-60.
- Kobayashi, T. (1975). Upper Triassic Estherids in Thailand and the Conchostracan development in Asia in the Mesozoic era: *Geol. and Palaeont. Southeast Asia*, Tokyo Univ. Press, v. 16, p. 57-90.
- Kozur, H. W., & Weems, R. E. (2010). The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. *Geological Society, London, Special Publications*, 334(1), 315-417.
- Kozur, H. W. (2007). Upper Triassic conchostracan biostratigraphy of the continental rift basins of eastern Northamerica: its importance for correlating Newark supergroup events with the Germanic basin and the international geologic time scale. *The Global Triassic: Bulletin* 41, 41, 137.
- Langenheim, R. L. (1959). Preliminary report on the stratigraphy of the Giron formation in Santander and Boyaca. *Boletín de Geología*, (3), 35-50.
- Laverde, F. & Clavijo, J. (1985). Análisis facial de la Formación Los Santos, según el corte de “Tu y Yo” (Zapatoca). *Proyecto Cretácico*. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas, (16) Capítulo VI, : 1-9. Bogotá.

- Laverde, F. (1985). La Formación Los Santos: Un depósito continental anterior al ingreso marino del Cretácico. *Proyecto Cretácico*. Publicaciones Geológicas Especiales Ingeominas, (16) Capítulo XX, : 1-22. Bogotá.
- Leal-Mejía, H. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach. PhD Thesis, Universitat de Barcelona, España.
- Ludwig, K. R. (2003). Isoplot 3.0 d A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: Special Publication, vol. 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, Calif, p. 71.
- Macellari, C. (1984). Late Tertiary tectonic history of the Táchira Depression, southwestern Venezuelan Andes: The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir, v. 162, p. 333–340.
- Mantilla, F.L.C., Bissig, T., Valencia, V., and Craig, H. (2013). The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 235-249.
- Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A. (2016a). Propuesta de escisión de la denominada ‘Formación Silgará’ (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*, 38 (1): 33-50.
- Mantilla-Figueroa, L. C., García-Ramírez, C. A., & Valencia, V. A. (2016b). Nuevas evidencias que soportan la escisión de la Formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 40(155), 320-336
- Martinez A., N.J., Chacon V., M. Y Sanchez Q., C.A. (1996). Petrología de las Rocas Sedimentarias de la Formación Jordán (Jurásico), Sector Jordán-Los Santos (Departamento de Santander). Publ. Esp. PETROCHAC N.1, pp. 1-22, 3 fig., 4 lám., Bogotá.
- McBride, E.F. (1974): Significance of Color in Red, Green, Purple, Olive, Brown and Gray Beds of Difunta Group, Northeastern Mexico. *Journal of Sed. Petrology* V.44, N.3, pp. 760-773.
- Maze, W. (1984). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. In: W. Bonini, R.

- Hargraves, R. Shagam (Ed.). The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics (pp. 263-282). McLean: Geological Society of America, v. 162.
- Miall, A. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci Rev* 22:261–308.
- Mojica, J. & Kammer, A (1995): Eventos Jurásicos en Colombia.- *Geol. Colombiana* 19, 165-172, Bogota.
- Mojica, J., A. Kammer, and G. Ujueta, (1996). El Jurasico del Sector Noroccidental de suramerica y Guia de la Excursion al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1–4/95), Regiones de Payande y Prado, Departamento del Tolima, Colombia: *Geologia Colombiana*, v. 21, p. 3–40.
- Moore, J.G., and Schilling, J.G. (1973). Vesicles, water and sulphur in Reykjanes Ridge basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41: 105-118
- Morales, L.G. and OIL INDUSTRY. (1958). General geology and oil occurrence of the Middle Magdalena Valley, Colombia. In Weeks, L.G. (Ed.). *Habitat of oil*: 641-695, 29 Figs., Am. Ass. Pet. Geol., Tulsa, Oklahoma.
- Morales, J., Forero, H., Rojas, N. & Alvarado, S. (2010). Integración geológica e hidrogeológica del centro de Santander. Ingeominas. Bogotá. 110 p.
- Navas, J. (1963). Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología*, (12), 19-33.
- Pettijhon, F.J., Potter, P.E. and Siever, R. (1987): *Sand and Sandstone*. 553 p., 2nd Ed., Springer-Verlag, New York.
- Petzold, D. D., & Lane, N. G. (1988). Stratigraphic distribution and paleoecology of Pennsylvanian conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) on the east side of the Illinois Basin. *Journal of Paleontology*, 799-808.

- Pons, D. (1982). Etude paleobotanique et palynologique de la Formation Giron (jurassique moyencretace inferieur) dans la region de Lebrija, Departamento de Santander, Colombie. Nat. Savantes Brest. Sci. Jasc.1 : 53-78. París.
- Quandt, D., Trumbull, R. B., Altenberger, U., Cardona, A., Romer, R. L., Bayona, G., & Guzman, G. (2018). The geochemistry and geochronology of Early Jurassic igneous rocks from the Sierra Nevada de Santa Marta, NW Colombia, and tectono-magmatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 216-230.
- Rabe, E. (1974): Zur Stratigraphie des ostandinen Raumes von Kolumbien I: Die Abfolge Devon bis Perm der Ost-Kordillere, nordlich von Bucaramanga. II: Die prakretazische mesozoische Abfolge der Ost-Kordillere nordlich von Bucaramanga. III: Conodonten des jungeren Palaozoikums der Ost-Kordillere, Sierra Nevada de Santa Marta und der Sierra de Penja, Kolumbien.- I: 1-46, II: 1-37, disertación Justus Liebig, Universitat Giessen.
- Reible, P. (1962). Die Conchostraken (Branchiopoda, Crustacea) der Germa – nischen Trias. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhand – lungen 114: 169–244.
- Remy, W., Remy, R., Pfefferkorn, H.W., Olkheimer, W. & Rabe, E. (1975). Neueinstufung der Bocas-Folge (Bucaramanga, Kolumbien) in den Unteren Jura anhand einer Phleboteris branneri und classopollis Flora. *Argumenta Paleobotánica* (4): 55-77. Münster.
- Restrepo-Pace, P. A., & Cediél, F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 764-771.
- Rodríguez, G., Arango, M.I., Zapata, G., y Bermúdez, J.G. (2016). Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia, Formación Saldaña. Cordilleras Central y Oriental Tolima, Huila, Cauca y Putumayo. Servicio Geológico Colombiano, 91 p. Medellín.
- Rodríguez, G., Arango, M. I., Correa, A. M. & Zapata, G. (2018). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Riolita de San Joaquín, Cordillera Oriental – Macizo de Santander, Departamento de Santander. Servicio Geológico Colombiano, 46 p. Bogotá.
- Royero, J. M. & Clavijo, J. (2001). Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Informe Ingeominas, 92p.

- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123-138.
- Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., & Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 383-411.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. *Geologische Rundschau*, 70(2), 794-799.
- Sillitoe, R. H., L. Jaramillo, I. E. Damon, M. Shtiqullah, and R. Escovar. (1982). Setting, characteristics, and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. *Economic Geology*, v. 77, p. 1837–1850.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- Stacey, J.S.; Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Steiger, R. H., Jäger, E. (1977). Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- Suarez, C., Díaz, F., (2016). Estudio petrográfico y estratigráfico de la Formación Jordán en su localidad tipo sobre el escarpe sur de la mesa de los Santos y cañon del Río Chicamocha, Santander. Proyecto de grado Geología. Universidad Industrial de Santander, facultad de Ingenierías Fisicoquímicas.
- Tasch, P. (1987). Fossil Conchostraca of the Southern Hemisphere and continental drift: Paleontology, biostratigraphy, and dispersal (Vol. 165). Geological Society of America.
- Taylor, T. N., & Alvin, K. L. (1984). Ultrastructure and development of Mesozoic pollen: Classopollis. *American Journal of Botany*, 71(4), 575-587.

- Tschanz, C. M., R. F. Marvin, J. Cruz, H. H. Mehnert, and G. T. Cebula. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia: GSA Bulletin, v. 85, p. 273–284.
- Tellez, N. (1964). Geología de la Mesa de Barichara. *Boletín de Geología*, (18), 12-21.
- Van der Lelij, R. (2013). Reconstructing North-western Gondwanawith Implications for the Evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: A Geochronological, Thermochronological and Geochemical Study. (PhD thesis) University of Geneva 221.
- Van Houten, F.B. (1968): Iron Oxides in Red Beds. *Geol. Soc. of America Bull.* V. 79. pp. 399-416.
- Van Houten, F. B. (1972): Iron and Clay in Tropical Savanna Alluvium, Northern Colombia: A Contribution to the Origin of Red Beds. *Geol. Soc. of América Bull.* V. 83, pp. 2761-2772.
- Vera, J. A. (1994). Estratigrafía. Principios y métodos. *Editorial Rueda*.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, v.9, p.1479-1493.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., and Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. INGEOMINAS. *Boletín Geológico*. Bogotá. 21:1-3.
- Ward, D., Goldsmith, R., Andres Jimeno, V., Cruz, J., & Gomez, E. (1977). Geologic Map of the Bucaramanga Quadrangle (H12), Colombia. US Geological Survey.
- Zapata, G., Arango, M. I., Rodríguez, G. & Correa, A. M., (2018). Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia. Riolitas El Uvo, Cordillera Oriental – Macizo de Santander, Departamento de Santander. Servicio Geológico Colombiano, 40 p. Bogotá.
- Zuluaga, C., Pinilla, A., and Mann, P. (2015). Jurassic silicic volcanism and associated Continental-arc Basin in northwestern Colombia (southern boundary of the Caribbean plate), in C. Bartolini and P. Mann, eds., *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir 108*, p. 137–160.