

**Análisis litofacial y composicional de la Formación Guacacallo al SW del departamento del  
Huila (Colombia)**

**Juan David Alvarez Silva**

**Trabajo de grado para optar por el título de:**

**Geólogo**

**Directora:**

**PhD. Lady Susana Osorio Ocampo**

**Codirector:**

**PhD. Hugo Murcia**

**Asesora:**

**MSc. María Luisa Monsalve**

**Universidad de Caldas**

**Facultad de Ciencias Exactas y Naturales**

**Programa de Geología**

**Manizales**

**2022**

**Nota de aceptación**

**Director** \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

**Codirector** \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

**Asesor** \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

*«A ellos —madre y padre, mi abuelo— que ante la  
inclemencia de nuestros pensamientos antipodales, hoy y  
en otrora, han estado ahí como serafines y mecenas de un  
joven apasionado por su ciencia y los volcanes.*

*Al porvenir y amor por Ana —mi hermana, mi  
todo—.»*

*«Los Demonios Subterráneos  
constituyen el quinto género de demonios,  
habitan en grutas y cavernas, aliados o enemigos  
de los que cavan pozos y los buscadores de tesoros escondidos  
en las profundidades de la tierra,  
siempre dispuestos a procurar la ruina del hombre  
mediante grietas y abismos, erupciones o derrumbamientos...»*

*—Abbadón el exterminador—*

## **Agradecimientos**

A Susana, por su guía, carácter, paciencia, condescendencia, consejos y en especial, su férrea dedicación. A Hugo por la precisión y serenidad brindada durante este proyecto. Son infinitos los aprendizajes que ambos dejan en mí. Ojalá existieran más profesores como ustedes.

A María Luisa por haber creído en mí. Gracias por su apoyo y consideración.

El camino ha sido largo, y la lista de profesores, compañeros y amigos por agradecer interminable. Principalmente, le agradezco a Santiago Giraldo y Jose Gabriel, quienes desde el principio estuvieron ahí. A Laura Sánchez y Albaro Botero por sus recomendaciones y aportes a este texto. A la profesora de la Universidad del Cauca María Patricia Torres por su acompañamiento y recomendaciones durante nuestro recorrido por Popayán.

En general, al Servicio Geológico Colombiano - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, por la elaboración de las secciones delgadas y análisis químicos de este trabajo, por apoyarme y abrirme las puertas durante mi paso como estudiante asistente de monitoreo volcánico, y a cada uno de los funcionarios y asistentes de monitoreo del Observatorio que, de alguna forma, me ayudaron a ser la persona que soy hoy.

Por supuesto, a mi madre y padre.

## Contenido

### Resumen

1.	Introducción .....	1
1.1.	Objetivos .....	3
1.1.1.	Objetivo general.....	3
1.1.2.	Objetivos específicos .....	3
2.	Marco geológico y estructural .....	4
2.1	Geología local .....	5
2.1.1.	Paleozoico .....	6
2.1.2.	Mesozoico .....	7
2.1.3.	Cenozoico .....	8
3.	Marco Teórico.....	12
3.1.	Descripción litofacial de las ignimbritas en campo .....	13
3.2.	Soldamiento de las ignimbritas .....	14
3.3.	Clasificación y tipos de ignimbrita .....	17
3.4.	Corrientes de Densidad Piroclástica (CDPs) .....	18
3.5.	Sedimentación y depositación de las ignimbritas .....	20
3.5.1	Zona límite de flujo.....	21
4.	Metodología .....	26
4.1.	Revisión bibliográfica .....	26
4.2.	Trabajo de campo.....	26
4.3.	Trabajo de laboratorio .....	29
4.4.	Trabajo de oficina .....	29
5.	Resultados .....	31
5.1.	Estratigrafía.....	31
5.1.1.	Sección I: Tres Chorros .....	32
5.1.2.	Sección II: Junín–Isnos .....	37
5.1.3.	Sección III: Cámbulos–Isnos .....	44
5.1.4.	Sección IV: Salto de Bordones .....	49
5.1.5.	Sección V: Laguna–Bordones.....	54
5.1.6.	Sección VI: Guacacallo.....	62
5.1.7.	Sección VII: La Argentina .....	66
5.2.	Petrografía.....	72

5.2.1. Sección II: Junín–Isnos .....	72
5.2.2. Sección III: Cámbulos–Isnos .....	75
5.2.3. Sección IV: Salto de Bordonos.....	79
5.2.4. Sección V: Laguna–Bordonos.....	80
5.2.5. Sección VI: Guacacallo.....	85
5.2.6. Sección VII: La Argentina .....	88
5.3. Química de roca total.....	89
5.3.1. Elementos mayores .....	91
5.3.2. Elementos traza.....	93
6. Discusión.....	95
6.1. Interpretación de las litofacies .....	98
6.2. Petrografía.....	101
6.2.1. Grado de soldamiento .....	102
6.3. Origen de la Formación Guacacallo .....	104
6.4. Correlación de la Formación Guacacallo con la Formación Popayán.....	107
7. Conclusiones.....	112
Anexos .....	119
Bibliografía .....	1199

## Lista de figuras

<b>Figura 1.</b> Localización del área de estudio .....	2
<b>Figura 2.</b> Configuración volcano-tectónica de Colombia y la zona de estudio. ....	5
<b>Figura 3.</b> Mapa geológico de la zona de estudio.....	6
<b>Figura 4.</b> Campo Volcánico Monogenético Isnos-San Agustín. ....	11
<b>Figura 5.</b> Secciones transversales simplificadas de la distribución de los depósitos de CDP. ....	12
<b>Figura 6.</b> Tipos de CDPs e inestabilidad.....	20
<b>Figura 7.</b> Tipos de zona límite de flujo (ZLF). ....	23
<b>Figura 8.</b> Diagramas de comparación para la estimación de porcentajes y clase de tamaño.....	27
<b>Figura 9.</b> Distribución de las secciones realizadas en campo .....	31
<b>Figura 10.</b> Afloramiento principal junto a la cascada de Los Tres Chorros (Sección I). ....	32
<b>Figura 11.</b> Facies pmLT (Sección I). ....	33
<b>Figura 12.</b> Facies mLT/mLTf (Sección I).....	34
<b>Figura 13.</b> Parte superior de la columna (Sección I).....	35
<b>Figura 14.</b> Columna generalizada de la Sección I y sus respectivas facies. ....	36
<b>Figura 15.</b> Variaciones litofaciales presentes entre la base y los 142 m de la Sección II.....	38
<b>Figura 16.</b> Parte alta de la Sección II.....	40
<b>Figura 17.</b> Fragmentos de pómez y contacto superior de la Sección II. ....	42
<b>Figura 18.</b> Columna compuesta de la sección II y sus respectivas facies.....	43
<b>Figura 19.</b> Discordancia entre el depósito en estudio y el Lahar de Altamira.....	44
<b>Figura 20.</b> Variaciones faciales de la Sección III. ....	46
<b>Figura 21.</b> Sección III y sus respectivas facies. ....	48
<b>Figura 22.</b> Base Sección IV. ....	49
<b>Figura 23.</b> Facies cremLT (Sección IV). ....	50
<b>Figura 24.</b> Fragmentos de pómez y líticos (Sección IV). ....	51
<b>Figura 25.</b> Fiammes y disyunción columnar en la Sección IV. ....	52
<b>Figura 26.</b> Afloramientos con facies mLT (Sección IV). ....	53
<b>Figura 27.</b> Sección IV y sus respectivas facies.....	54
<b>Figura 28.</b> Base de la Sección V.....	56
<b>Figura 29.</b> Fragmentos de pómez, líticos y fiammes en la Sección V.....	57
<b>Figura 30.</b> Variaciones en el contenido de cristales en facies emLT (Sección V). ....	58
<b>Figura 31.</b> Litofacies mLT de la Sección V.....	60
<b>Figura 32.</b> Sección V y sus respectivas litofacies.....	61

<b>Figura 33.</b> Base de la Sección VI.....	63
<b>Figura 34.</b> Componentes de la litofacies pmLT (Sección VI). .....	64
<b>Figura 35.</b> Litofacies mLT (Sección VI). .....	65
<b>Figura 36.</b> Sección VI y sus respectivas litofacies.....	66
<b>Figura 37.</b> Contacto inferior y principales componentes del depósito (Sección VII).....	68
<b>Figura 38.</b> Disyunción columnar, litofacies <i>PyemLT</i> y parte superior de la Sección VII.....	70
<b>Figura 39.</b> Sección VII y sus respectivas litofacies. ....	71
<b>Figura 40.</b> Pómez del depósito con litofacies pmLT (muestra JDH1; Sección II). .....	73
<b>Figura 41.</b> Depósito con litofacies mLT (muestra JDH4; Sección II). .....	74
<b>Figura 42.</b> Depósito con litofacies mLT (muestra JDH4; Sección II). .....	75
<b>Figura 43.</b> Depósito con litofacies emLT (muestra JDI5; Sección III). .....	77
<b>Figura 44.</b> Depósito con litofacies emLT (muestra JDI5; Sección III).. .....	78
<b>Figura 45.</b> Depósito con litofacies emLT (muestra JDE8; Sección IV). .....	80
<b>Figura 46.</b> Depósito con litofacies emLT (muestras JDA2 y JDA4; Sección V). .....	81
<b>Figura 47.</b> Depósito con litofacies emLT (muestra JDA6; Sección V). .....	82
<b>Figura 48.</b> Depósito con litofacies emLT y <i>fitemLT</i> .....	83
<b>Figura 49.</b> Fiammes de las litofacies emLT y <i>fitemLT</i> (Sección V). .....	84
<b>Figura 50.</b> Depósito con litofacies pmLT (muestra JDJ4; Sección VI). .....	86
<b>Figura 51.</b> Pómez del depósito con litofacies mLT (muestra JDK3; Sección VI).....	87
<b>Figura 52.</b> Depósito con litofacies emLT (muestra JDF3; Sección VII). .....	89
<b>Figura 53.</b> Diagramas de clasificación de óxidos mayores de la Formación Guacacallo.....	91
<b>Figura 54.</b> Diagramas generales de clasificación de óxidos mayores.....	93
<b>Figura 55.</b> Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo .....	94
<b>Figura 56.</b> Corte esquemático SW–NE.....	95
<b>Figura 57.</b> Asociación litofacial generalizada de las columnas levantadas .....	96
<b>Figura 58.</b> Base de la Formación Guacacallo en el corregimiento de Guacacallo. ....	98
<b>Figura 59.</b> Relación de aspecto, distribución litofacial generalizada y rangos de soldamiento. 103	
<b>Figura 60.</b> Representación simplificada de la erupción asociada a la Formación Guacacallo. .	106
<b>Figura 61.</b> Cuadro cronoestratigráfico de los depósitos asociados a la caldera de Paletará .....	110

## Lista de tablas

<b>Tabla 1.</b> Edades reportadas para la Formación Guacacallo. ....	10
<b>Tabla 2.</b> Características petrográficas para definir rangos de soldamiento.....	17
<b>Tabla 3.</b> Resumen de los tipos de ignimbrita y sus principales características.....	18
<b>Tabla 4.</b> Litofacies para depósitos tipo ignimbrita.....	28
<b>Tabla 5.</b> Muestras seleccionadas para análisis de petrografía y química. ....	30
<b>Tabla 6.</b> Resultados análisis químicos de roca total. ....	90
<b>Tabla 7.</b> Descripción e interpretación detallada de las litofacies. ....	99
<b>Tabla 8.</b> Rangos de soldamiento aproximados, según la petrografía. ....	104

## Resumen

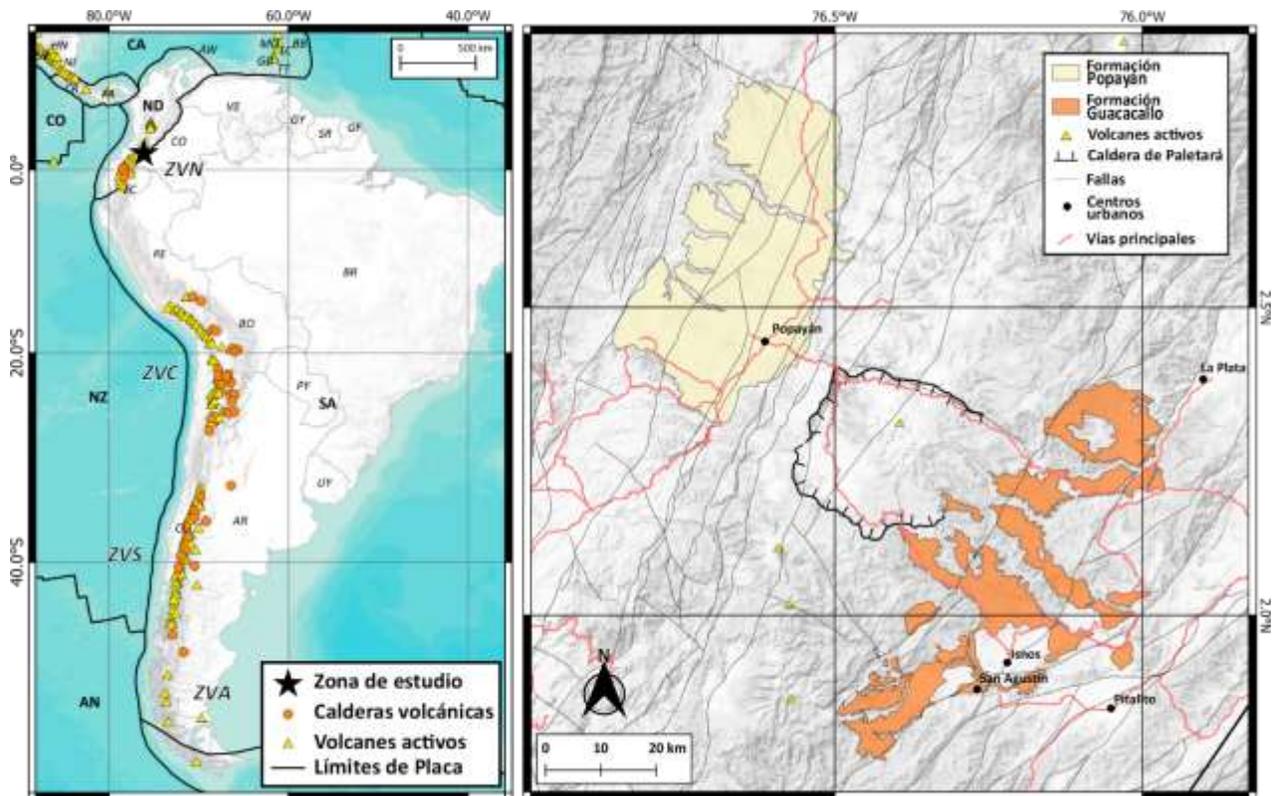
Con una extensión aproximada de 1000 km<sup>2</sup> —entre los municipios de San Agustín y La Plata— y espesores de hasta 230 m, la Formación Guacacallo es uno de los registros más extensos y mejor conservados de actividad volcánica tipo caldera del Plio-Pleistoceno en el SW colombiano. A partir de la construcción de siete columnas estratigráficas (secciones **I** – **VII**) levantadas entre los municipios de San Agustín y La Argentina (Huila), el análisis de 11 secciones delgadas y nueve análisis químicos, se encontró que las secciones **I** (29 m), **II** (161 m) y **VI** (56 m) tienen litofacies masivas no soldadas, con algunas ricas en fragmentos de pómez. En las secciones **III** (32 m), **IV** (237 m), **V** (185 m) y **VII** (111 m) el depósito se caracteriza por tener una zona soldada de litofacies eutaxíticas hacia la base y otra no soldada hacia la parte superior. Al microscopio, las litofacies soldadas del depósito tienen textura eutaxítica y los fragmentos juveniles (i.e. trizas vítreas y fragmentos de pómez) tienen diferentes grados de aplastamiento y están completamente desvitrificados. En las facies no soldadas, las trizas vítreas se disponen de forma aleatoria y no están deformadas ni desvitrificadas. Los análisis químicos indican una composición riolítica, alta en potasio, de afinidad calcoalcalina. Con base en esto, se determinó que la Formación Guacacallo corresponde a una ignimbrita de composición riolítica, con espesores entre 29 y 230 m, constituida por fragmentos de pómez y líticos, embebidos en una matriz compuesta por trizas vítreas y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Este depósito representa probablemente una única unidad de flujo, compuesta por una zona soldada hacia la base y otra no soldada en la parte superior, ambas, descritas por una asociación litofacial compuesta por al menos 12 litofacies. La ignimbrita de la Formación Guacacallo se habría formado por la depositación de una CDP sostenida, con altos flujos de masa, generada por una erupción de gran magnitud junto con la Formación Popayán, ubicada al E de la Cordillera Central. En conjunto, los depósitos de ambas formaciones, constituirían la misma unidad estratigráfica y se podrían clasificar como ignimbritas grandes asociadas a la formación de calderas, en este caso a la de Paletará.

## 1. Introducción

Los depósitos de ignimbrita de gran volumen han sido objeto de interés para los vulcanólogos y geocientíficos en general, debido a su origen explosivo relacionado a las erupciones que forman volcanes tipo caldera (e.g. Lipman, 1997; Lindsay et al., 2001; Martí et al., 2009; Kay et al., 2011; Goto et al., 2018). Aunque su recurrencia es baja, cada 1 – 100 ka (Newhall & Self, 1982; Miller & Wark, 2008; Newhall et al., 2018), estas erupciones representan uno de los peligros volcánicos con mayor poder de devastación a escala global (Martí & Ernst, 2005; Geyer & Martí, 2008; Martí et al., 2016). Estos depósitos se forman a partir del emplazamiento de Corrientes de Densidad Piroclástica (CDPs) y están constituidos por una mezcla heterogénea y mal seleccionada de fragmentos de pómez y líticos, embebidos en una matriz con abundantes trizas vítreas (a.k.a. esquirlas de vidrio o *shards*) y cristales, pueden tener cientos de metros de espesor, volúmenes entre 1 y  $>1000 \text{ km}^3$ , y extensiones de hasta  $10.000 \text{ km}^2$  (Smith, 1960; Sparks et al., 1973; Wilson, 1986; Branney & Kokelaar, 2002; Giordano & Cas, 2021; Sparks et al., 2021; Wilson et al., 2021). En Suramérica, existen registros de depósitos de ignimbrita que resaltan por su gran extensión y volumen, por ejemplo: los depósitos asociados a la caldera Cerro Galán, con un volumen de  $1000 \text{ km}^3$  y un área de  $2000 \text{ km}^2$ , y el de La Pacana, con  $2500 \text{ km}^3$  de volumen y  $8000 \text{ km}^2$  de extensión (Lindsay et al., 2001; Folkes et al., 2011; Kay et al., 2011), ambos ubicados en la Zona Volcánica Central de los Andes (Figura 1A).

En Colombia, uno de los casos más conocidos de depósitos de ignimbrita corresponde a la Formación Guacacallo, que aflora al suroccidente del país a lo largo del Valle Superior del Magdalena (VSM) entre los municipios de La Plata y San Agustín (Huila) (Figura 1B). Esta Formación tiene espesores entre 50 y 200 m, un área aproximada de  $1000 \text{ km}^2$  y un volumen estimado de  $100 \text{ km}^3$  (Kroonenberg et al., 1981; Wiel, 1991; Cárdenas et al., 2003). A su vez, dicha Formación estaría relacionada con la Formación Popayán (Hubach, 1957; Torres et al., 1999; Torres, 2010), ubicada al costado noroccidental de la Cordillera Central en el departamento del Cauca (Figura 1B), que tiene espesor promedio de 100 m, una extensión aproximada de  $1250 \text{ km}^2$  y un volumen estimado de  $125 \text{ km}^3$  (Torres, 2010).

Con el fin de aportar al conocimiento de las ignimbritas de gran extensión asociadas con erupciones tipo caldera en Colombia, este estudio hace una actualización estratigráfica, petrográfica y química de la Formación Guacacallo. Así, presenta un contexto geológico y estructural de la zona de estudio, un marco teórico que introduce los conceptos y modelos sobre ignimbritas y su sedimentación, una descripción detallada de la metodología abordada durante el trabajo de campo y laboratorio, un capítulo de resultados subdivido en tres apartados para la estratigrafía, petrografía y química de roca total, y por último, un capítulo de discusión, que recoge las interpretaciones y apreciaciones finales.



**Figura 1.** Localización del área de estudio dentro del contexto y distribución del vulcanismo actual en Suramérica. **A.** Distribución del vulcanismo a lo largo de los Andes en Suramérica, **ZVN**, **ZVC**, **ZVS** y **ZVA** corresponden a las Zonas Volcánicas Norte, Central, Sur y Austral, respectivamente. **B.** Ubicación de los depósitos de ignimbrita de la Formación Guacacallo y Popayán (tomado de Velandia et al., 2001a, 2001b; Cárdenas et al., 2003; Marquínez et al., 2003; Ruiz & Marquínez, 2003; Torres, 2010). La distribución los bordes de placas, calderas volcánicas y los volcanes activos, se tomaron de Bird (2003), Geyer & Martí (2008) y Smithsonian Institution (2013), respectivamente. Nombre de las Placas CA: Caribe; CO: Cocos; ND: Andes del Norte; NZ: Nazca; SA: Sur América; AN: Antártica; SC: Escocesa.

## **1.1. Objetivos**

### ***1.1.1. Objetivo general***

Caracterizar la Formación Guacacallo a partir de una descripción estratigráfica, petrográfica y química, y proponer un modelo de formación.

### ***1.1.2. Objetivos específicos***

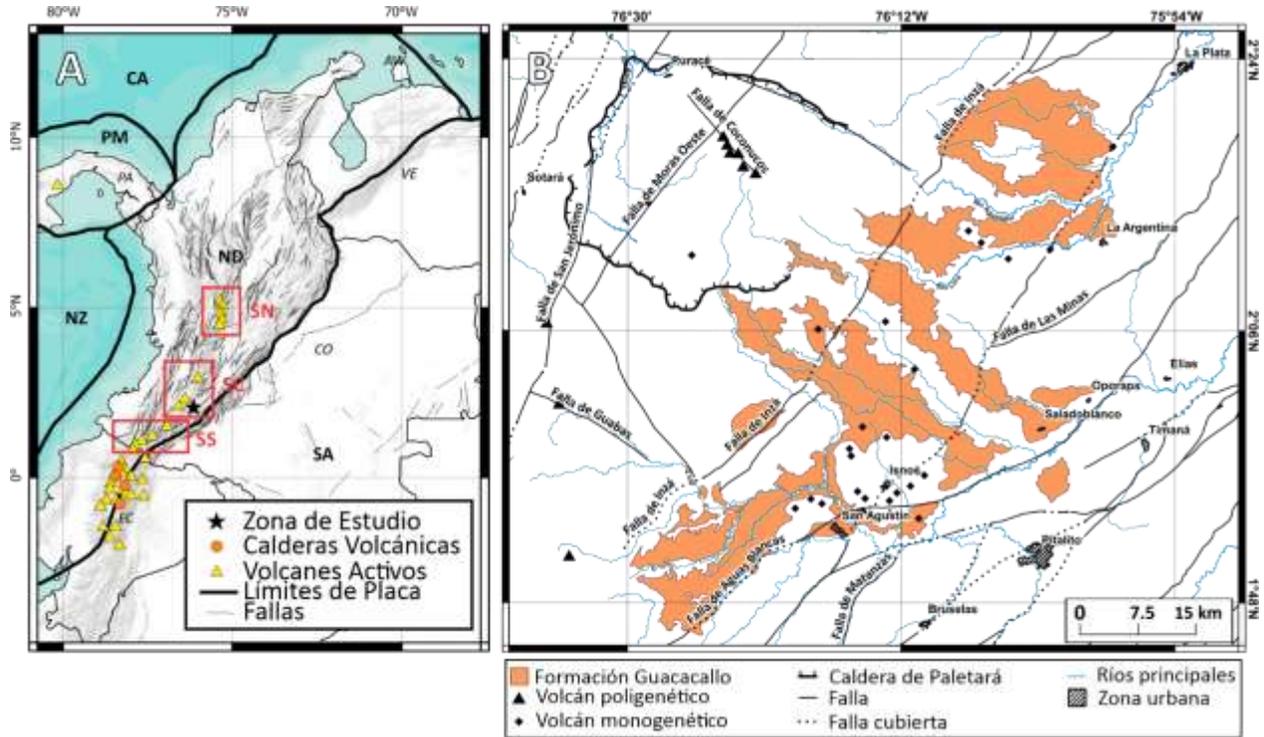
- Definir las litofacies del depósito a partir de descripciones realizadas en el terreno.
- Realizar un análisis petrográfico tanto del depósito como de los fragmentos de pómez que la conforman.
- Realizar análisis químicos y compararlos con los datos reportados previamente.
- Proponer un modelo de formación del depósito.
- Aportar al conocimiento de la posible correlación entre las formaciones Guacacallo y Popayán, y su relación con la caldera de Paletará.

## 2. Marco geológico y estructural

La configuración geológico-estructural de la parte septentrional de los Andes, está controlada por la interacción de las placas Caribe, Nazca y Suramericana, y los bloques Panamá y Norandino (Figura 2A). En Colombia los Andes se caracterizan por la presencia de tres cadenas montañosas: las cordilleras Occidental, Central y Oriental (Figura 2A), cuyos orígenes comprenden diferentes historias tectónicas de acreción y levantamiento desde el Mesozoico (Velandia et al., 2001a; Acosta et al., 2007; Mora et al., 2009). En la actualidad, esta configuración está controlada por la subducción oblicua de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana, que da lugar a una serie de fallas regionales de carácter dextral con orientación NE-SW (afectados por sistemas secundarios dextrales y sinestrosales con orientación ENE y NW, respectivamente), que causan un desplazamiento relativo hacia el noreste del Bloque Norandino con respecto a la placa Sudamericana (Figura 2A) (Taboada et al., 2000; Velandia et al., 2001c; Trenkamp et al., 2002; Acosta et al., 2007; Mora et al., 2009). Los registros de actividad volcánica en la Cordillera Central de Colombia asociados a la subducción de la placa Nazca van desde el Paleógeno Tardío hasta el Cuaternario (Bernet et al., 2020). Los autores anteriores reconocen tres fases magmáticas principales: entre 24 y 20 Ma, 12 y 6 Ma, y 3 Ma hasta el Presente. El registro de actividad volcánica reciente se distribuye a lo largo de la Cordillera Central, representado por diferentes volcanes compuestos y campos monogenéticos —e.g. Campo Volcánico Monogenético Isnos – San Agustín (Monsalve et al., 2020) y la Provincia Volcano Tectónica San Diego – Cerro Machín (Martínez et al., 2014; Murcia et al., 2019)—. En la actualidad, el Servicio Geológico Colombiano monitorea 23 volcanes considerados activos, agrupados en tres grandes segmentos geográficos: Segmento Volcánico Norte, Centro y Sur (Figura 2A).

La zona de estudio está controlada por fallas con orientación NE-SW, asociadas principalmente al sistema de fallas de Algeciras, de componente general dextral transcurrente y en cuyo trazo hay una serie de cuencas de tracción interceptadas por fallas antitéticas y sintéticas (e.g. cuenca de Pitalito; Figura 2B). Las fallas Pitalito, Timaná, Altamira, El Hobo, Granadillo, entre otras (Cárdenas et al., 2003; Velandia et al., 2005; Acosta et al., 2007) son algunos ejemplos de fallas menores que confluyen en este sector. Paralelo al sistema de fallas de Algeciras, hacia el piedemonte de la Cordillera Central, se ubican las fallas del sistema Chusma (fallas Inzá y La

Plata; Figura 2B), que integran un sistema de cabalgamientos, con orientación general NE-SW y vergencia al SE (Cárdenas et al., 2003).

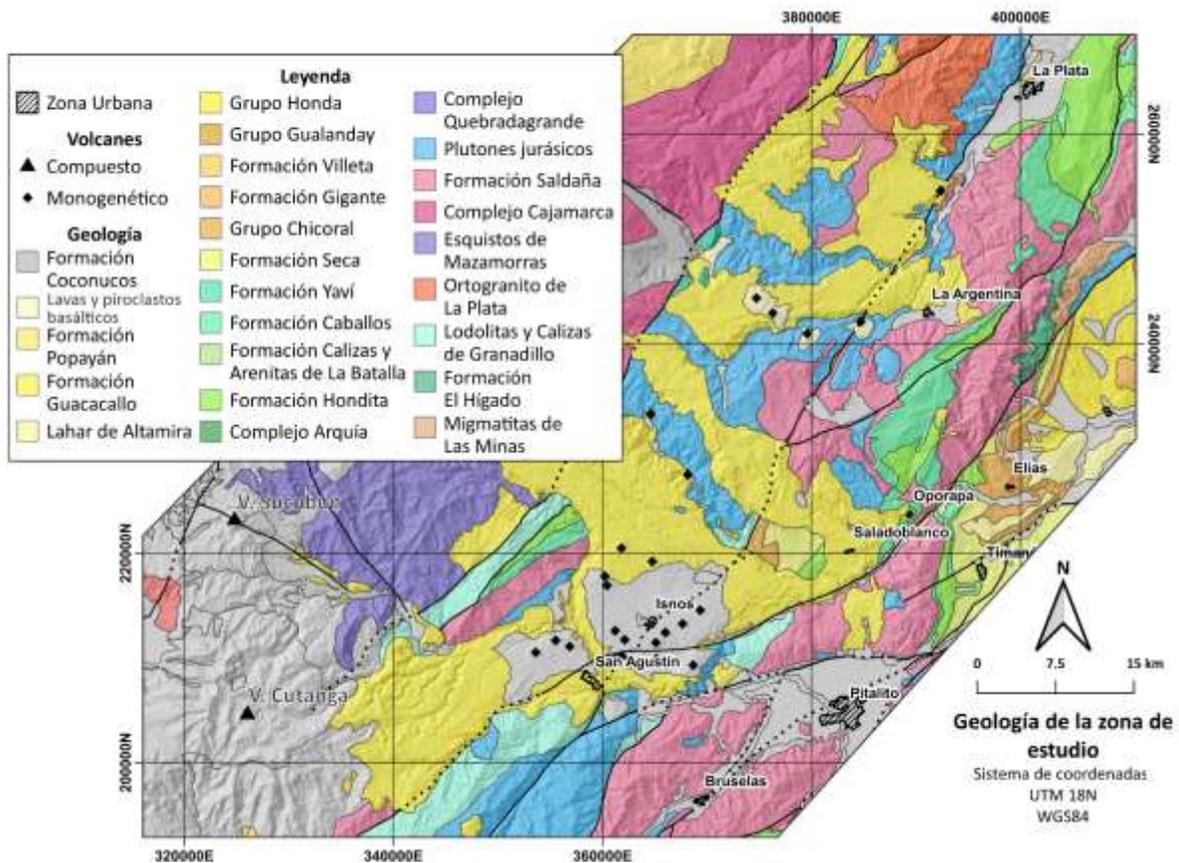


**Figura 2.** Configuración volcano-tectónica de Colombia y la zona de estudio. **A.** Placas tectónicas involucradas en la parte norte de Sudamérica. Placas, CA: Caribe; PM: Bloque Panamá; NZ: Nazca; ND: Bloque Norandino; SA: Sur Americana. Países, CO: Colombia; EC: Ecuador; VE: Venezuela y PA: Panamá. SN, SC y SS segmentos volcánicos Norte, Centro y Sur, respectivamente. **B.** Principales fallas geológicas de la zona de estudio. Los límites de las placas tectónicas y distribución de las fallas tomados de Bird (2003) y Gómez & Montes (2020), respectivamente.

## 2.1 Geología local

La zona de estudio abarca unidades cronoestratigráficas que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario (Figura 3). Según la cartografía del Servicio Geológico Colombiano (Velandia et al., 2001a, 2001b; Cárdenas et al., 2003; Marquínez et al., 2003; Ruiz & Marquínez, 2003), el basamento del sector está conformado por rocas metamórficas Paleozoicas – Mesozoicas, sedimentitas Paleozoicas – Cenozoicas de origen continental y marino, y cuerpos plutónicos Jurásicos que intruyen rocas Precámbricas, Pérmicas y Triásicas (Rodríguez et al., 2015; Rodríguez, 2018; Rodríguez et al., 2018a; Bustamante et al., 2019). Gran parte de estas rocas están cubiertas por una extensa capa de depósitos volcánoclasticos asociadas principalmente al Lahar de

Altamira, la Formación Guacacallo, productos de actividad volcánica monogenética y depósitos fluviales recientes (Figura 3) (Kroonenberg et al., 1981; Wiel, 1991; Velandia et al., 2001b; Cárdenas et al., 2003; Monsalve-Bustamante et al., 2020).



**Figura 3.** Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado y adaptado de las planchas geológicas 365, 366 y 388 del Servicio Geológico Colombiano (Velandia et al., 2001a, 2001b; Cárdenas et al., 2003; Marquínez et al., 2003; Ruiz & Marquínez, 2003).

### 2.1.1. Paleozoico

Entre las rocas más antiguas de la zona, Cárdenas et al. (2003) reportó los esquistos de Mazamorra como un conjunto de rocas asociadas a metamorfismo regional de grado medio de edad Paleozoica. Entre ellas hay esquistos verdes, filitas con sericita y grafito. Estas afloran principalmente en la vía Isnos-Popayán, al noroccidente de San Agustín y cerca al nacimiento del río Magdalena. Debido a la baja presencia de afloramientos reportada por los autores, la continuidad de esta unidad se estableció a partir de análisis fotogeológicos (Marquínez et al., 2003). De igual manera, al sur de San Agustín (por el río Granadillo) afloran areniscas, lodolitas

y calizas, afectadas por tectonismo, que corresponden a las Lodolitas y Calizas de Granadillo (Cárdenas et al., 2003). En algunos puntos, se ha reportado la presencia de pirita y marmorización (Velandia et al., 2001b). Cárdenas et al. (2003) relaciona estas rocas con la Formación El Hígado y teniendo en cuenta que están afectadas por cuerpos intrusivos de edad Jurásica, les asignó una edad Paleozoica. No obstante, en la vereda Chillurco de Pitalito se ha reportado la presencia de fósiles *Productus* y otros braquiópodos que ubicarían las Lodolitas y Calizas de Granadillo en el Carbonífero Tardío (Moreno et al., 2008). Adicionalmente, hacia el sector de La Plata, aflora una unidad granítica de edad Pérmica, con texturas migmatíticas, conocido como el Ortogranito de La Plata (Rodríguez et al., 2017).

### **2.1.2. Mesozoico**

El Jurásico está representado principalmente por la Formación Saldaña. En el VSM, esta unidad ha sido descrita por diferentes autores (e.g. Cediél et al., 1980; Mojica & Macía, 1988; Schwabe et al., 2001; Bayona et al., 2005; Furque & Lucía, 2019) como rocas de ambiente continental y marino. En la zona de estudio, se han reportado tobas vítreas, con cristales de cuarzo, feldespatos potásico alterado y plagioclasa, junto con minerales secundarios como zeolitas y biotita (Cárdenas et al., 2003). A partir de una asociación de amonitas Mojica & Prinz-Grimm (2000) estimaron una edad de Noriano Superior para la base de la Formación. También, aflora la unidad propuesta por Cárdenas et al. (2003) como Cuarzomonzonita de Sombrerillos. Según el autor, la unidad está afectada por diques andesíticos y está cubierta por la Formación Guacacallo al norte del Salto de Bordones. Estas rocas pertenecen a una serie de cuerpos ígneos de edad Jurásica, que se extienden a lo largo del valle del Magdalena, por el flanco oriental de la Cordillera Central y cuyo origen es tema de discusión. Su génesis y evolución se ha atribuido a procesos de *rifting*, *rollback*, variaciones en la dirección de subducción en ambientes de arco volcánico, entre otros (Bustamante et al., 2016; Rodríguez, 2018; Rodríguez et al., 2017, 2018b; Bustamante et al., 2019; Furque & Lucía, 2019). Por medio de dataciones U-Pb y Ar-Ar, se han establecido edades entre los 193 – 168 Ma y los 172 – 168 Ma (Rodríguez et al., 2018a).

Las Formaciones Caballos, Hondita-Loma Gorda y Seca, representan el Cretácico en la zona de estudio (Cárdenas et al., 2003). La primera, está conformada por una intercalación entre calizas fosilíferas, lodolitas y areniscas, depositadas en ambientes transicionales-mixtos, de edad

Albiano – Aptiano (Vergara, 1997; Mora et al., 1998; Duarte, 2018). Esta aflora en el sitio conocido como «El estrecho del Magdalena» (municipio de San Agustín) y está en contacto discordante con el Lahar de Altamira (Cárdenas et al., 2003). Las Formaciones Hondita y Loma Gorda tienen una exposición reducida en la zona de estudio. Sin embargo, afloran al noroccidente de Isnos, están representadas por lodolitas carbonosas y arenosas de tonalidades oscuras, y calizas fosilíferas, con bivalvos y braquiópodos (Cárdenas et al., 2003). Dichas unidades fueron definidas y descritas por Porta (1965) en el departamento del Tolima y tienen edades que están entre Cenomaniano, Turoniano y Coniaciano (Patarroyo, 2011). En el sector de Saladoblanco, hay una intercalación de areniscas y arcillolitas con venas de yeso, que según Cárdenas et al. (2003) corresponden a la Formación Seca, definida por Porta (1965) en la sección de la quebrada homónima del municipio de Cambao. Aunque su edad no es clara, el autor sugiere que esta unidad es correlacionable con la parte inferior de la Formación Guaduas y podría estar en el límite Cretácico/Paleógeno.

### **2.1.3. Cenozoico**

El Cenozoico está ampliamente distribuido en la zona de estudio. En especial, se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas y depósitos volcanoclásticos del Neógeno – Cuaternario (Velandia et al., 2001b; Cárdenas et al., 2003). Según la cartografía del área, el Paleógeno está representado por el Grupo Chicoral, constituido por las Formaciones Tesalia, Baché y Palermo (Cárdenas et al., 2003). Este Grupo aflora cerca del casco urbano de Saladoblanco, donde está cubierto por la Formación Guacacallo (Cárdenas et al., 2003; Velandia et al., 2001a, 2001b). La Formación Palermo aflora al nororiente de la vereda Arrayanes (Isnos) y se caracteriza por la intercalación de niveles de arenisca y capas gruesas de conglomerados compuestos por abundantes guijos de chert oscuro y cuarzo de color blanco inclinados al E-ENE.

Una de las unidades más representativas es el denominado Lahar de Altamira. Cárdenas et al. (2003) adopta este nombre a partir del trabajo de Tricart & Trautmann (1974), sin embargo, en el sentido de Wiel (1991) esta unidad está reportada como Formación El Carmen y la correlacionan con la Formación Mesa (Kroonenberg et al., 1981; Wiel, 1991). El nombre Lahar de Altamira está más normalizado en la literatura del área y por esta razón, en este trabajo se usa dicha nomenclatura. Este es un depósito de lahar concentrado (depósitos de flujo de escombros) que

aflora a lo largo del río Magdalena, donde puede alcanzar hasta 200 m de espesor y está compuesto principalmente por fragmentos volcánicos de composición andesítica mal seleccionados (algunos pueden alcanzar hasta 1,5 m), embebidos en una matriz arenosa de color claro, con cierta proporción de arcillas (Cárdenas et al., 2003; Wiel, 1991). Su origen se ha atribuido a intensos procesos fluvio-torrenciales y volcánicos durante el Neógeno e incluso, a oscilaciones climáticas (Tricart & Trautmann, 1974; Kroonenberg et al., 1981; Wiel, 1991; Velandia et al., 2001a, 2001b; Cárdenas et al., 2003). En cuanto a su edad, existe una datación K-Ar realizada por Wiel (1991) en el techo de la unidad en un nivel de pómez, que aflora al este de Saladoblanco, justo en el contacto entre la Formación el Carmen —*sensu* Wiel (1991)— y la Formación Guacacallo, la cual arroja un valor de  $3,3 \pm 0,2$  Ma.

Sobre la unidad anterior, está la Formación Guacacallo. Esta cubre un paleorelieve compuesto por las rocas descritas anteriormente, con edades entre Paleozoico – Paleoceno (Velandia et al., 2001b; Cárdenas et al., 2003). La Formación Guacacallo es un depósito de ignimbrita con un volumen estimado de  $100 \text{ km}^3$ , que se extiende cerca de  $1000 \text{ km}^2$  entre los municipios de San Agustín y La Plata, y puede tener espesores de hasta 300 m (Kroonenberg et al., 1981; Wiel, 1991). Kroonenberg et al. (1981) describió por primera vez la Formación Guacacallo como un depósito correspondiente a una ignimbrita al suroccidente del Huila, donde definió tres tipos de la siguiente manera:

- **i «ignimbrita arenosa estratificada»** conformada por material claro, arenoso, poco consolidado y con presencia de materia orgánica carbonizada.
- **ii «ignimbrita vitreofírica»** formada principalmente por fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita en una matriz negra vítrea.
- **iii «ignimbrita gris-rosada común»** de tonalidades violáceas claras, y conformada por fragmentos de pómez y líticos, en una matriz con fenocristales de cuarzo, biotita y feldespato; es la de mayor volumen.

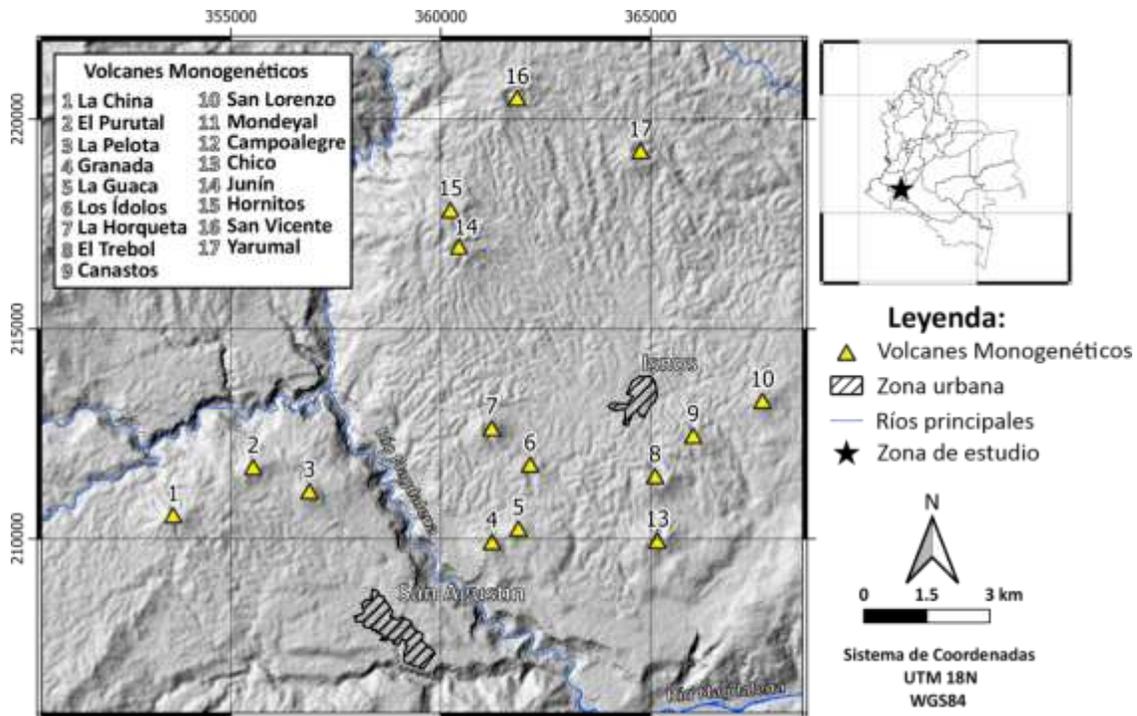
En cuanto a su edad, existen 12 dataciones realizadas por Wiel (1991), tres a partir de trazas de fisión en circones y nueve edades isotópicas K-Ar en biotita, con edades de 2,1 – 2,3 Ma y 2,3 – 3,3 Ma, respectivamente (Tabla 1). Kroonenberg et al. (1982) obtuvo una edad de 7.1 Ma con isotopía de K-Ar en biotita, en una muestra tomada entre los corregimientos de La Laguna y

Bordones. A su vez, Kroonenberg et al. (1981) propuso varias posibles fuentes de la Formación Guacacallo: la caldera de El Letrero (volcán Cutanga), ubicada en el páramo de las Papas; un centro eruptivo ubicado hacia la Cordillera Central en la Cadena Volcánica de los Cococunos; y otra asociada a la zona del volcán Meremberg, ubicada en el municipio de La Argentina. Posteriormente, algunos autores han vinculado la Formación Guacacallo con la erupción que formó la caldera de Paletará, y también proponen que se correlaciona con la Formación Popayán, ubicada en el flanco oriental de la Cordillera Central (Monsalve & Pulgarín, 1997; Torres et al., 1999; Torres, 2010; Samacá, 2016).

**Tabla 1.** Edades reportadas para la Formación Guacacallo.

<b>Localidad</b>	<b>Método</b>	<b>Mineral</b>	<b>Edad (Ma)</b>	<b>Autor</b>
<b>El Carmen (Oporapa)</b>	K-Ar	Biotita	3,3±0,2	Wiel (1991)
<b>El Carmen (Oporapa)</b>	K-Ar	Biotita	2,6±0,3	Wiel (1991)
<b>La Laguna</b>	K-Ar	Biotita	2,4±0,2	Wiel (1991)
<b>Guacacallo</b>	K-Ar	Biotita	2,5±0,2	Wiel (1991)
<b>Candelaria</b>	K-Ar	Biotita	2,8±0,2	Wiel (1991)
<b>Belén</b>	K-Ar	Biotita	2,9±0,2	Wiel (1991)
<b>Río Loro</b>	K-Ar	Biotita	2,8±0,1	Wiel (1991)
<b>Cachipay</b>	K-Ar	Biotita	2,3±0,2	Wiel (1991)
<b>El Carmen (Oporapa)</b>	Trazas de fisión	Zircón	2,3±0,4	Wiel (1991)
<b>Candelaria</b>	Trazas de fisión	Zircón	2,1±0,4	Wiel (1991)
<b>Belén</b>	Trazas de fisión	Zircón	2,3±0,4	Wiel (1991)
<b>La Plata</b>	K-Ar	Biotita	3,2±0,2	Murcia & Pichler (1986)
<b>La Laguna</b>	K-Ar	Biotita	7,1±0,3	Kroonenmberg et al. (1982)

Sobre la Formación Guacacallo, entre los municipios de San Agustín y La Argentina, hay reportados por lo menos 30 centros eruptivos de carácter monogenético —denominado por Kroonenberg et al. (1982) como «Provincia alcalina»— correspondientes a una serie de conos piroclásticos y flujos de lava de composición basáltica (Kroonenberg et al., 1982, 1987; Zuluaga & Borrero, 2011; Monsalve-Bustamante et al., 2020). El grupo mayor extensión y cuerpos volcánicos es el Campo Volcánico Monogenético de Isnos-San Agustín (Figura 4).



**Figura 4.** Campo Volcánico Monogenético Isnos-San Agustín. Nomenclatura de los volcanes monogenéticos tomada de Monsalve-Bustamante et al. (2020).

En el costado occidental de la zona de estudio, hacia la caldera de Paletará, hay una serie de depósitos piroclásticos y rocas volcánicas del Cuaternario de la Formación Coconucos. Dicha Formación está separada en seis Miembros conocidos como Chagartón, Río Negro, San Francisco, Paletará, Shaka y Puracé (Monsalve, 2000), los cuales están asociados a la actividad de la Cadena Volcánica de los Coconucos (CVLC). La CVLC está compuesta por 15 centros eruptivos, alineados N39W, ubicados sobre la Cordillera Central y en general, son de composición andesítica (Monsalve & Pulgarín, 1995). Morfológicamente, Samacá (2018) clasificó estos centros eruptivos como volcanes compuestos y monogenéticos. Más al sur, hacia los volcanes Sucubún y la caldera de Cutanga, la geología de la zona corresponde a una serie de depósitos volcanoclásticos, depósitos glaciares y rocas volcánicas sin diferenciar, con edades inferidas entre Neógeno y Cuaternario, compuestos por depósitos de flujos de pómez y ceniza (en algunos casos soldados), de flujos de bloques y ceniza, y de lava de composición andesítica fuertemente afectadas por erosión glacial (Orrego et al., 1996).

### 3. Marco Teórico

El término ignimbrita fue acuñado por Marshall (1935) y desde entonces ha tenido diferentes significados según el autor o la región donde se use (e.g. Sparks et al., 1973; Fisher & Schmincke, 1984; Wilson, 1986; Cas & Wright, 1988; Branney & Kokelaar, 2002). Con el fin de evitar ambigüedades en este trabajo, se debe tener en cuenta que:

El término «ignimbrita» hace referencia a un depósito de flujo piroclástico, en general masivo, mal seleccionado, constituido principalmente por abundantes fragmentos de pómez (de diferentes tamaños y formas), y proporciones variables de cristales y fragmentos líticos, que puede estar soldado o no, y tener volúmenes entre 1 y  $>1000 \text{ km}^3$  (Fisher & Schmincke, 1984; Branney & Kokelaar, 2002; Murcia et al., 2013; Brown & Andrews, 2015; Giordano & Cas, 2021). Su distribución suele estar determinada por la forma del terreno, sin embargo, los depósitos de gran volumen —con espesores de cientos de metros y volúmenes  $>1000 \text{ km}^3$ — pueden cubrir de forma parcial o por completo la topografía, e incluso superar obstáculos de varios cientos de metros (Figura 5), cubriendo extensiones tan grandes como  $10.000 \text{ km}^2$  (Smith, 1960; Sparks et al., 1973; Wilson, 1986; Branney & Kokelaar, 2002; Brown & Andrews, 2015; Giordano & Cas, 2021).



**Figura 5.** Secciones transversales simplificadas de la distribución de los depósitos de CDP a lo largo de un valle. Tomado de Brown & Andrews (2015).

El término «unidad de flujo» tiene una connotación genética y hace referencia a un depósito generado a partir del mismo flujo piroclástico, cuya delimitación está condicionada al reconocimiento de superficies que indiquen quiebres de tiempo donde no hubo depositación (e.g. paleosuelos, depósitos retrabajados, erosión fluvial o depósitos de caída piroclástica) y no a la presencia de cambios texturales como gradación, entre otros (Branney & Kokelaar, 2002; Giordano & Cas, 2021). No obstante, durante la agradación progresiva de una corriente sostenida y comportamiento inestable, se pueden formar interrupciones dentro del depósito (e.g. planos de

estratificación), que indican una depositación intermitente o pulsátil dentro del mismo flujo, mas no unidades de flujo diferentes (Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008; Giordano & Cas, 2021).

La palabra «litofacies» es un término no genético y se refiere a la combinación de características del depósito o a una parte de este (e.g. composición, tamaño de grano, fábrica, etc.), que lo distingue en particular (Branney & Kokelaar, 2002).

### **3.1. Descripción litofacial de las ignimbritas en campo**

Debido a la dificultad que representa analizar en tiempo real los procesos de transporte y depositación de las CDPs, su estudio se adelanta principalmente a partir de la información recolectada en los depósitos asociados, y para esto, la combinación entre el trabajo de campo y las técnicas avanzadas de laboratorio resultan indispensables (Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio et al., 2014; Martí et al., 2018; Wilson et al., 2021). En ese sentido, la definición de unidades volcánicas parte del reconocimiento de las eventuales variaciones litofaciales y sus relaciones con otros depósitos volcánicos y no volcánicos (Fisher & Schmincke, 1984a; Martí et al., 2018). Por esta razón, para establecer análisis básicos que deriven en las interpretaciones sobre los mecanismos de depositación y origen de los depósitos piroclásticos, es importante aplicar enfoques que permitan hacer descripciones detalladas y el reconocimiento de las litofacies y estratigrafía de los depósitos (Fisher & Schmincke, 1984a; McPhie et al., 1993; Branney & Kokelaar, 2002). En el caso de las ignimbritas se debe tener en cuenta que su arquitectura es bastante compleja, e intentar ajustar su descripción estratigráfica a un modelo de secuencia estándar que pretenda generalizar o normalizar las características y distribución litofacial de este tipo de depósitos es complicado —e.g. la «unidad de flujo de ignimbrita estandar» (*standard ignimbrite flow unit*) introducida por Sparks et al. (1973)— (Walker, 1983; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio et al., 2014).

En el caso de los depósitos piroclásticos no soldados, el análisis modal de sus parámetros sedimentológicos, como la selección y la distribución de tamaño de grano, han permitido establecer diferentes características que describen variaciones laterales y verticales de las partículas dentro de un depósito de ignimbrita: e.g., en algunos casos es común encontrar una

disminución en el tamaño de grano y mejor selección en el depósito a medida que aumenta la distancia de transporte; variaciones en el contenido y tipo de cristales —que no necesariamente reflejan zonaciones de la cámara magmática— (Walker, 1971; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1988; McPhie et al., 1993); o la distribución de los fragmentos de pómez y líticos, que usualmente, se ha vinculado a gradaciones inversa y normal, respectivamente (Sparks et al., 1973; Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1988).

No obstante, estos análisis pueden resultar insuficientes para hacer clasificaciones genéticas si no se tiene en cuenta que independientemente del tipo de clasto y su origen, las fluctuaciones espacio-temporales (estabilidad y uniformidad) en los parámetros de una CDP — e.g. concentración de partículas, velocidad, competencia, etc.— causadas por los diferentes aportes de partículas desde la fuente y la dinámica eruptiva, permiten la formación de diferentes estructuras sedimentarias, tipos de gradación (múltiple, simétrica, normal, etc.) y fábricas lineales, durante la agradación progresiva de una unidad de flujo (Fisher & Schmincke, 1984a; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008). Así, al definir las características y litofacies de un depósito de CDP —esté soldado o no— se debe tener en cuenta que parámetros como la selección, la redondez y las proporciones relativas de los componentes (fragmentos juveniles, accesorios, accidentales), pueden ser afectados diferencialmente durante la erupción, transporte y subsecuente depositación en la zona límite de flujo, contrario a lo propuesto por el modelo de depositación *en masse* propuesto por Sparks et al. 1973 (Fisher & Schmincke, 1984a; Wilson, 1986; Cas & Wright, 1988; Branney & Kokelaar, 1992, 2002; Murcia et al., 2013).

Branney & Kokelaar (2002) proponen un marco de referencia —basado en un modelo de depositación agradacional progresiva— que permite hacer una descripción no genética de los depósitos de ignimbritas en campo, y así, realizar interpretaciones a *posteriori* sobre los mecanismos y procesos tuvieron lugar durante la depositación y formación del depósito.

### **3.2. Soldamiento de las ignimbritas**

El soldamiento de una ignimbrita está asociado a la pérdida de volumen del depósito, causado por el aplastamiento y deformación de los fragmentos juveniles (e.g. trizas vítreas, fragmentos de pómez) durante la compactación a temperaturas por encima de la transición vítrea

(Fisher & Schmincke, 1984; Branney & Sparks, 1990; Gifkins et al., 2005; Bull & McPhie, 2007). La formación de fragmentos vítreos lenticulares en los depósitos soldados (i.e. *fiammes*), definen una fábrica lineal conocida como textura eutaxítica (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1988; Branney & Kokelaar, 2002; Bull & McPhie, 2007). Cuando el soldamiento es muy intenso, se forman facies reomórficas y el depósito puede desarrollar bandeamientos de colores oscuros o claros (fábrica parataxítica; e.g. Roverato et al., 2016), formados por la alineación de fragmentos elongados y muy deformados, con aspecto fluido, semejante al de una lava, común en los depósitos peralcalinos (Fisher & Schmincke, 1984; Wilson, 1986; Branney & Kokelaar, 2002). No obstante, el origen de estas texturas, no siempre está relacionado con la compactación sinvolcánica del material, también se pueden formar en respuesta a procesos como la diagénesis, esfuerzos tectónicos, alteración, metamorfismo, entre otros, creando texturas de soldamiento aparentes (Branney & Sparks, 1990; Gifkins et al., 2005; Bull & McPhie, 2007). Estas texturas pueden ser indicadores importantes de la evolución textural de los depósitos volcánoclasticos en secuencias sedimentarias antiguas (e.g. Gifkins et al., 2005).

La intensidad del soldamiento, depende de la carga litostática (columna de material suprayacente), la composición y el tiempo durante el cual el material se mantiene sobre la transición vítrea (tasa de enfriamiento) (McPhie et al., 1993; Quane & Russell, 2005). Esta puede variar estratigráficamente (Smith, 1960; Wilson, 1986; Branney & Kokelaar, 2002; Quane & Russell, 2005), formando unidades con historias de enfriamiento independientes —asociadas a una o más unidades de flujo—, que en conjunto constituyen una unidad de enfriamiento compuesta (Smith, 1960). Este enfriamiento diferencial puede estar asociado a zonaciones composicionales o cambios reológicos causados por aportes de diferentes tipos de piroclastos en el depósito (Fisher & Schmincke, 1984; Branney & Kokelaar, 2002). En el caso de los depósitos formados por agradación progresiva, el proceso de compactación se puede dar incluso durante la depositación (Branney & Kokelaar, 2002; Quane & Russell, 2005).

Otra evidencia importante de depositación a altas temperaturas es la recristalización del material vítreo que compone las trizas vítreas y los fragmentos de pómez (i.e. desvitrificación), y la formación/precipitación de minerales durante la fase vapor (Smith, 1960; Fisher & Schmincke, 1984; Wilson, 1986; Cas & Wright, 1988). Debido a su inestabilidad, el vidrio empieza a

recristalizar formando fases anhidras (e.g. cristalitos de cristobalita, cuarzo y feldespatos alcalinos), esto promueve la exsolución de volátiles y la formación de textura esferulítica (McPhie et al., 1993). Las esferulitas son agregados usualmente circulares de cristales aciculares dispuestos de forma radial, que pueden tener morfologías variadas —e.g. axiolítica, abanico, corbata, plumosa y esférica— y normalmente, tienen tamaños que van desde algunos milímetros hasta los 2 cm, sin embargo, pueden llegar a medir hasta 3 m de diámetro (McPhie et al., 1993; Gifkins et al., 2005; Breitzkreuz et al., 2021). También, se pueden formar litofisas, estas son similares a las esferulitas, sin embargo, suelen tener tamaños mayores, formas esféricas u ovaladas, una cavidad concéntrica con diferentes formas en su interior y pueden aparecer aisladas o agrupadas en gran número (McPhie et al., 1993; Wenyan & Xueyi, 2013; Bustos et al., 2020; Hanson, 2020; Breitzkreuz et al., 2021). En general, estas estructuras se forman a temperaturas superiores a las de la transición vítrea y requieren de una concentración de volátiles relativamente alta, no obstante, los mecanismos de difusión y nucleación de elementos, el crecimiento de cristales y en general su origen, es controversial; algunos de los procesos que podrían estar involucrados en su formación son: el intercrecimiento de varias esferulitas de menor tamaño, el aumento de la presión de vapor causada por la exsolución de volátiles, la pérdida de volumen y los esfuerzos de tensión/contracción del depósito, a temperaturas superiores a las de la transición vítrea y una concentración de volátiles relativamente alta (McPhie et al., 1993; Wenyan & Xueyi, 2013; Hanson, 2020; Breitzkreuz et al., 2021).

Quane & Russell (2005) establecieron una clasificación que describe la intensidad del soldamiento en los depósitos piroclásticos, basado en observaciones petrográficas y propiedades físicas (e.g. porosidad, densidad y resistencia compresiva uniaxial) y comprende seis rangos de clasificación: desde I, para depósitos no consolidados; hasta VI, para depósitos muy soldados tipo vitrificado (Tabla 3). Cabe resaltar que, las ignimbritas son buenos marcadores estratigráficos y herramientas importantes para comprender la evolución del vulcanismo en el planeta, y además, una ventana al entendimiento de los procesos generadores de grandes reservorios silíceos (Schmitt & Pichler, 1988; Quane & Russell, 2005; Kay et al., 2011; Sparks et al., 2021; Wilson et al., 2021).

**Tabla 2.** Características petrográficas para definir rangos de soldamiento. Tomado de Quane & Russell (2005). Para ver los detalles de la nomenclatura revisar Quane & Russell (2005) y sus referencias.

Rango	Matriz tamaño ceniza	Pómez tamaño lapilli
I	No consolidado, incoherente, empaquetamiento suelto, adhesión entre trizas poca o ausente	Deformación ausente, orientación aleatoria
II	Coherente, algo de adhesión entre trizas, material vítreo sin coalescencia	Aleatoriamente orientados, sin deformación, sin textura eutaxítica, fracturamiento ubicado alrededor de las pómez en lugar de a través
III	Porosidad alta, brillo opaco y fractura áspera, trizas originalmente esféricas con formas ligeramente elipsoidales, algo de coalescencia del material vítreo	Ligera o incipientemente aplastadas, fracturas a través de las pómez en lugar de alrededor
IV	Relativamente suave, foliación moderada pero las trizas individuales con deformación moderada, el área de contacto entre las trizas aumenta y los clastos moderadamente adheridos uno a otro	Foliadas en una textura eutaxítica clara, con pómez deformada y fiammes completamente colapsadas
V	Trizas vítreas fuertemente foliadas, adheridas unas a otras y modernamente deformadas	Foliadas con una textura eutaxítica bien desarrollada, colapsada a fiammes con apariencia de obsidiana, pero las trazas de las vesículas aún son observables
VI	Vitrófiro similar a obsidiana, trizas vítreas minuciosamente colapsada y completamente adheridas unas a otras	Textura eutaxítica y fiammes con apariencia de obsidiana débilmente visibles o difíciles de detectar

### 3.3. Clasificación y tipos de ignimbrita

Walker (1983) propuso un esquema de clasificación para ignimbritas basado en parámetros geométricos y definió un factor adimensional, no genético, conocido como la relación de aspecto V/H, donde V representa el espesor promedio del depósito y H, el diámetro de un círculo con área equivalente a la extensión del depósito. Comparando varios ejemplos, Walker (1983) clasificó los depósitos en dos grandes grupos: depósitos de ignimbrita con relación de aspecto baja y alta, o LARI y HARI por sus siglas en inglés, con valores de V/H entre  $10^{-4} - 10^{-5}$  y  $10^{-2} - 10^{-3}$ , respectivamente. De forma general, estas dos categorías han usado para indicar si la distribución del depósito está restringida a rellenar valles (HARI) o si cubren por completo la topografía (LARI). El trabajo de Giordano & Cas (2021) presenta una clasificación de los depósitos de ignimbrita siguiendo un esquema similar al de Walker (1973) y Walker (1983), fundamentada en el análisis de descriptores geométricos de primer orden —apreciables con trabajo de campo—, como el área de extensión, el volumen y la relación de aspecto (V/H), de 92 ejemplos bien estudiados de todo el mundo y que están compuestos por una sola unidad de flujo. De esta manera,

los autores pretenden hacer una clasificación actualizada de las ignimbritas, que no se limite a identificar la geometría final del depósito (e.g. Walker, 1983), sino también, que permita tipificar los depósitos de ignimbrita, el tipo de erupción involucrada y sus características, entre otros parámetros (Tabla 4).

**Tabla 3.** Resumen de los tipos de ignimbrita y sus principales características. Tomado de Giordano & Cas (2021).

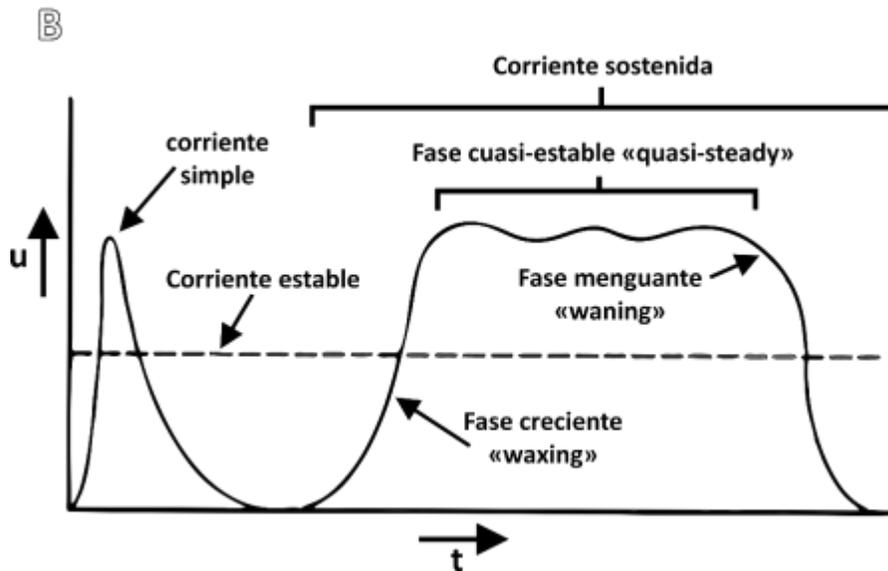
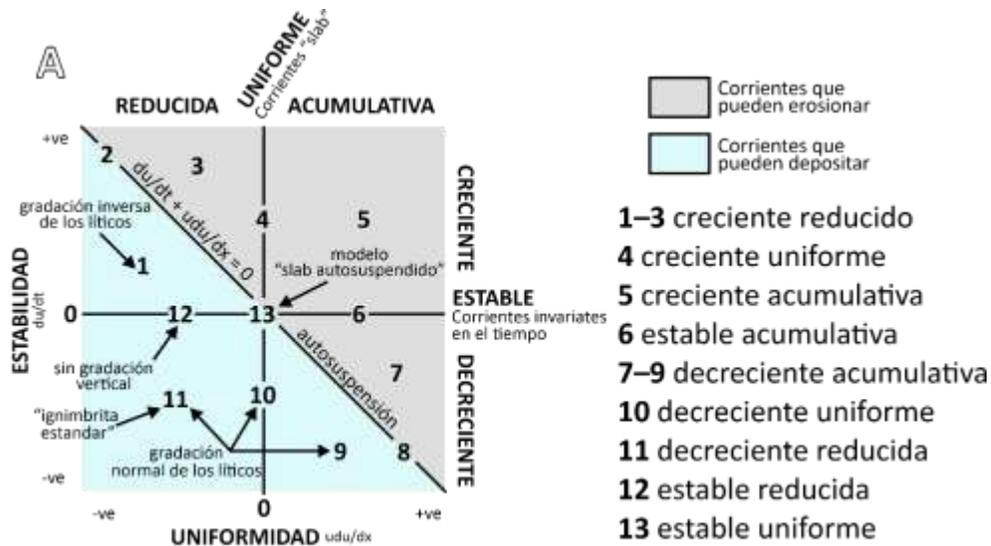
Estilo eruptivo	Aporte	Intensidad (kg/s)	Geometría del foco eruptivo	Tipo de columna	Altura columna (km)	CDP	Tipo de ignimbrita	Volumen	Composición
<b>Estromboliana</b>	intermitente a largo plazo	$<10^4$	punto individual	jet	$<0.5$		N/A		máfica
<b>Hawaiana</b>	sostenido (duración reducida)	$<10^6$	fisural/punto individual	jet $\pm$ convectiva débil	$<5$		N/A		máfica
<b>Stromboliana violenta</b>	intermitente a corto plazo	$<10^6$	punto individual	convectiva débil	$<10$		N/A		máfica – intermedia
<b>Vulcaniana</b>	impulsivo	$<10^7$	punto individual	convectiva débil	$<15$	posible	ignimbrita vulcaniana	$<10^{-1}$	máfica – intermedia – félsica
<b>Subpliniana</b>	sostenido	$10^6 - 10^7$	punto individual	convectiva débil a fuerte	15 – 20	posible	ignimbrita pliniana	$\leq 10^{-1}$	máfica – intermedia – félsica
<b>Pliniana (y ultra-)</b>	sostenido	$10^7 - 10^9$	punto individual	convectiva fuerte	20 – 35 (50?)	frecuente	ignimbrita pliniana	$\leq 10^0$ raro hasta $10^1$	máfica – intermedia – félsica
<b>Formadora de caldera</b>	sostenido	$10^9 - 10^{11}$	fallas de anillo segmentadas (colapso caótico)	colapso en fuente + co-ignimbrita	hasta 80	dominante	Ignimbritas pequeñas a intermedias asociadas a la formación de calderas	$10^0 - 10^2$	máfica – intermedia – félsica
			fallas de anillo segmentadas a continuas			dominante	Ignimbritas grandes asociadas a la formación de calderas	$10^2 - 10^3$	intermedia – félsica
			fallas de anillo continuas (colapso tipo pistón)			dominante	super ignimbritas asociadas a la formación de calderas	$> 10^3$	intermedia – félsica

### 3.4. Corrientes de Densidad Piroclástica (CDPs)

Los flujos piroclásticos corresponden a una mezcla heterogénea de gases y material particulado —pómez, líticos y cristales—, que desciende a altas temperaturas por las laderas de un edificio volcánico y avanza por gravedad siguiendo la topografía (Fisher & Schmincke, 1984a; Cas & Wright, 1988; Branney & Kokelaar, 2002). En gran medida, la proporción de gases, agua y partículas de una CDP, determina las características del depósito resultante, según si el flujo es

concentrado o diluido: e.g. oleadas piroclásticas; flujos de bloques y ceniza; flujos de bombas y ceniza; flujos de escoria y flujos de pómez (Sparks et al., 1973; Walker, 1983; Fisher & Schmincke, 1984a; Wilson, 1986; Cas & Wright, 1988; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008; Murcia et al., 2013; Sulpizio et al., 2014).

Branney & Kokelaar (2002) definen 13 tipos de CDP basados en la estabilidad (cambios de un parámetro en una ubicación determinada) y uniformidad (variaciones espacio temporales) de la corriente (Figura 6A). De esta forma, al evaluar el comportamiento de los parámetros las CDPs a partir de un enfoque euleriano, es posible definir tres tipos inestabilidad, cada uno con implicaciones importantes el entendimiento de los procesos de sedimentación y depositación de las ignimbritas: (i) «*waxing*» o creciente, cuando un parámetro aumenta en determinada ubicación; (ii) «*waning*» o menguante, cuando el parámetro decrece; y (iii) «*quasi-steady*» o cuasi-estable, cuando el parámetro fluctúa moderadamente (Figura 6B; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008).



**Figura 6.** Tipos de CDPs e inestabilidad. **A.** Tipos de CDPs de acuerdo a su estabilidad y uniformidad; los términos reducida y acumulativa hacen referencia a la disminución o aumento unidireccional (respectivamente) de uno de los parámetros de la corriente (e.g. velocidad). **B.** Gráfica de velocidad ( $u$ ) vs tiempo ( $t$ ) de una corriente inestable. Tomado de Branney & Kokelaar (2002).

### 3.5. Sedimentación y deposición de las ignimbritas

La deposición de los flujos piroclásticos se ha descrito a partir de dos mecanismos principales: (i) deposición en masa y (ii) de forma agradacional progresiva. Fisher (1966) introdujo el modelo de deposición por agradación. Luego, Sparks et al. (1973) definió la «unidad de flujo de ignimbrita estándar» (*standard ignimbrite flow unit*) y posteriormente, propuso el modelo de deposición *en masse*, a partir de un flujo piroclástico poco expandido, con una

concentración de partículas alta y cuya reología sería equiparable con la de un flujo de escombros (Sparks, 1976). Bajo este marco de referencia, las características de los depósitos (composición, selección, espesor, etc.) reflejarían las características del flujo piroclásticos que lo generó al momento de la depositación, sin embargo, este modelo, presenta algunos vacíos que no permiten explicar por completo algunos de las características litofaciales resultantes en los depósitos —en especial con los de gran volumen y extensión (tipo LARI)— (Walker, 1983; Branney & Kokelaar, 1992, 2002).

En un intento por desarrollar un nuevo marco de referencia, Branney & Kokelaar (1992) reintroducen el modelo de agradación progresiva, el cual, describe como dentro de la misma unidad de flujo se pueden presentar variaciones litofaciales causadas por el paso de una la corriente cuasi-estable de forma sostenida. Este marco de referencia está basado principalmente en el concepto de la Zona Límite de Flujo (*flow boundary zone*), cuya aplicación en el modelo de agradación progresiva, explicaría en gran medida los procesos de sedimentación, depositación y, por consiguiente, la configuración litofacial final de los depósitos de ignimbrita (Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio et al., 2014).

Actualmente, hay evidencias geológicas que soportan ambos modelos. Por ejemplo, el modelo de agradación progresiva de Branney & Kokelaar (2002) se ajusta bien cuando se describen depósitos de ignimbrita de grandes dimensiones, por ejemplo, las ignimbritas formadoras de calderas, tipo LARI (Walker, 1983; Pacheco et al., 2018; Giordano & Cas, 2021). Sin embargo, dicho modelo presenta ciertas dificultades al describir la depositación de corrientes altamente inestables y de corta duración, donde el modelo de depositación *en masse* se acoplaría mejor al describir las características de estos depósitos de menor volumen o tipo HARI, donde la presencia de estructuras como *levees* y lóbulos en la parte frontal del depósito podrían indicar un comportamiento con una reología tipo Bingham (Walker, 1981; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008; Sulpizio et al., 2014).

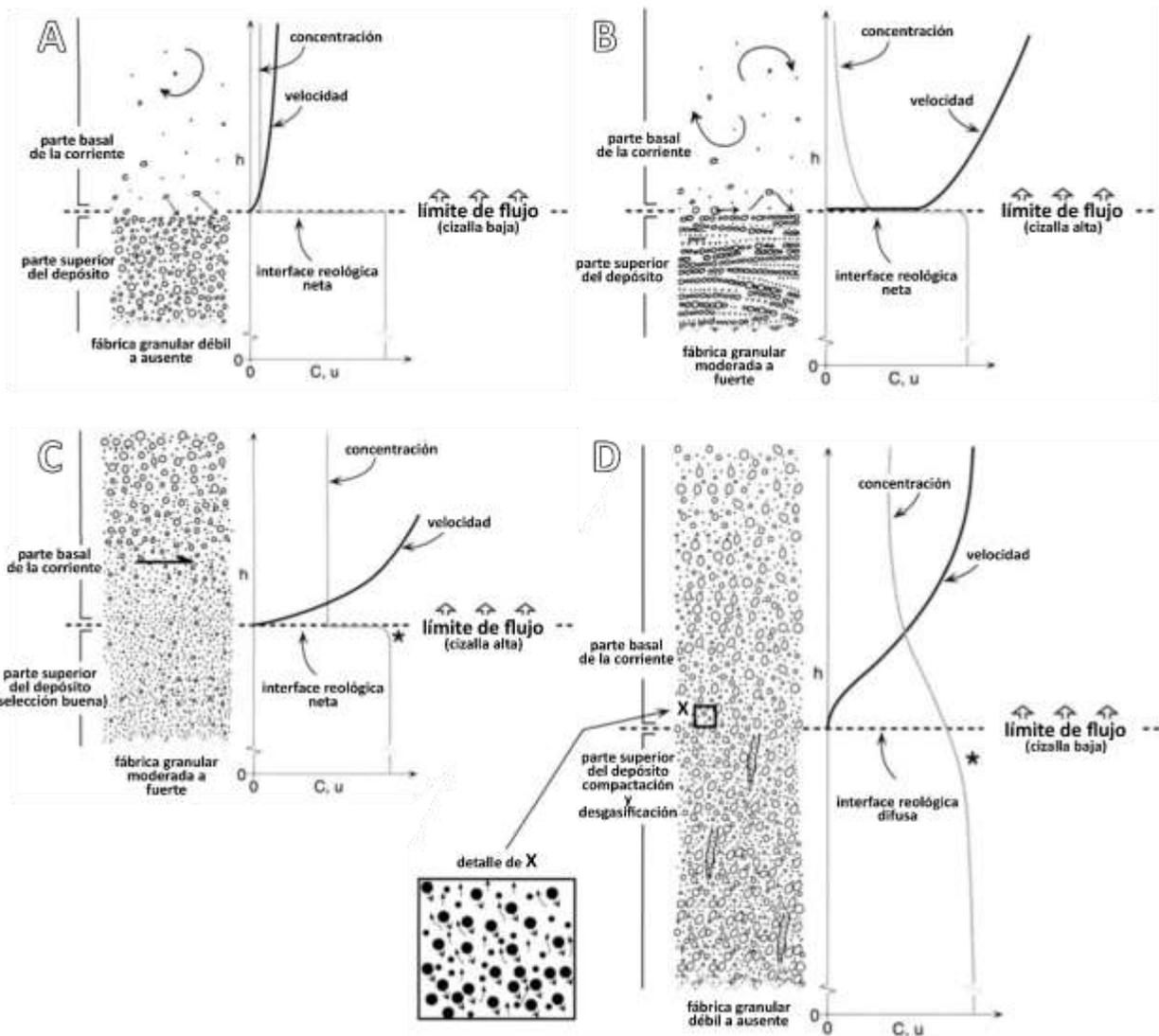
### **3.5.1 Zona límite de flujo**

Siguiendo el marco de referencia definido por Branney & Kokelaar (2002), las características de las litofacies en un depósito de ignimbrita dependen en gran medida de las

condiciones que gobiernan la zona límite de flujo. Aunque esta zona no tiene una delimitación marcada, esta abarca la parte alta del depósito en formación y la parte inferior de la corriente (Figura 7). Branney & Kokelaar (2002) proponen cuatro tipos de zona límite de flujo como «*end-members*» —con todo un espectro de etapas transicionales entre ellas— de acuerdo a las condiciones de velocidad y concentración de partículas:

#### **3.5.1.1. Zona límite de flujo dominada por caída directa**

Cuando la velocidad y concentración de la corriente es muy baja, la interacción entre partículas es mínima, al igual que los efectos del escape de fluidos en la zona límite de flujo. Esto se da, por ejemplo, durante el avance de nubes de ceniza fina que pueden alcanzar grandes distancias cubriendo la topografía. La interfase de la zona límite de flujo está definida por un cambio reológico brusco en la concentración de partículas y un aumento substancial de la velocidad en el perfil (Figura 7A). En general, en este tipo de condiciones, se forman depósitos masivos, sin estructuras, que en algunos casos pueden indicar altas tasas de sedimentación. Sulpizio & Dellino (2008) extienden la aplicación de este tipo de zona límite de flujo para describir la formación de depósitos de caída piroclástica a partir de una nube eruptiva, ampliando el espesor de esta zona de flujo por varios kilómetros en ancho, entre la base de la nube eruptiva y el substrato donde se depositan las partículas.



**Figura 7.** Tipos de zona límite de flujo (ZLF). **A.** ZLF dominada por caída directa. **B.** ZLF dominada por tracción. **C.** ZLF dominada por flujo granular. **D.** ZLF dominada por escape de fluidos. Tomado de Branney & Kokelaar (2002).

### 3.5.1.2. Zona límite de flujo dominada por tracción

En este caso, hacia la base del flujo existe un fuerte cambio entre la velocidad de la corriente y el sustrato, creando una interfase con un salto reológico neto (Figura 7B). La densidad reducida de la corriente superior permite que la interacción entre granos sea baja y su deposición sea individual. No obstante, la velocidad alta en la base del flujo crea interacciones fuertes con el sustrato (cizalla alta), evidenciado por la generación de estructuras como dunas y laminación. Bajo estas condiciones, el principal mecanismo de transporte es la turbulencia, sin embargo, en

esta interfase, las partículas pueden ser levantadas, arrastradas, migrar por saltación o rodar en el substrato antes de ser depositadas. Este tipo de zona límite de flujo se asocia principalmente a CDPs diluidas u oleadas piroclásticas.

### **3.5.1.3. Zona límite de flujo dominada por flujo granular**

La concentración de granos y la intensidad de la cizalla hacen que las interacciones grano-grano dominen la corriente y se comporte como un flujo granular (Figura 7C). Los esfuerzos de cizalla ejercidos en la parte superior de la zona límite de flujo, por la parte menos densa de la corriente y la acción de los fluidos intersticiales, crea un efecto de tracción sobre la zona límite de flujo, donde la parte más baja de la corriente se comporta como un flujo granular modificado (Figura 7C). El contraste de velocidad entre la parte baja de la corriente y el substrato puede indicar un cambio reológico neto, sin embargo, la temperatura granular hacia la parte baja de la corriente puede causar cierta dilatación del substrato, permitiendo que el cambio reológico de la zona límite de flujo sea relativamente difuso. En este caso, los granos se unen y detienen juntos, no de forma individual. Esto permite el desarrollo de fábricas granulares, como patrones de acumulación e imbricaciones, causadas por los esfuerzos de cizalla. También, a lo largo de la interfase puede haber procesos de tamizado cinético, que se podrían traducir en la formación de gradaciones inversas dentro del depósito (Sulpizio & Dellino, 2008). Bajo estas condiciones, puede ser complicado determinar la naturaleza del flujo que se desplazaba en la parte superior de la zona límite de flujo. Aun cuando la parte superior del flujo esté dominado por turbulencia, su efecto en la parte basal de la corriente —que se comporta como un flujo granular modificado— se puede ver reducido, o ser casi nulo hacia zona límite de flujo.

### **3.5.1.4. Zona límite de flujo dominada por escape de fluidos**

Cuando la concentración de granos es alta y los esfuerzos de cizalla en la base de la corriente son bajos, el soporte de los clastos está controlado por el escape de fluidos (gas polvoriento), a su vez, impulsado por la depositación (Figura 7D). Este escape de fluidos causa que temperatura granular sea baja y permite sostener la movilidad de la parte baja de la corriente. Bajo estas condiciones, se da un empaquetamiento débil de las partículas durante la agradación (asterisco Figura 7D). Aunque la viscosidad efectiva y la resistencia a la fluencia aumenta desde

la parte baja de la corriente hacia la parte alta del depósito en formación, no hay una discontinuidad neta que separe ambas partes en esta zona límite de flujo. No obstante, la superficie del depósito se puede definir siguiendo el nivel donde la velocidad de la corriente es cero (Figura 7D). Aun cuando pueda haber corrientes turbulentas en algunas partes de la corriente, la alta concentración de clastos cohibe su efecto en la zona límite de flujo, donde el flujo es principalmente laminar y puede tener espesores variables. En este caso, el asentamiento de partículas se da cuando la dispersión generada por el escape de fluidos es contrarrestada por la interacción y acoplamiento por fricción de los granos con el substrato. De esta manera, la zona límite de flujo se mueve hacia arriba durante la agradación —formando un depósito masivo— mientras el flujo se mantenga. Cuando la segregación en la zona de flujo es intensa, se forman columnas de desgasificación («*elutriation pipes*»), las cuales pueden estar en diferentes partes de un depósito no soldado (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1988; Branney & Kokelaar, 2002). Por ejemplo, en la ignimbrita de «*Bishop Tuff*» estas estructuras se ubican en la parte alta del depósito y están ausentes en las partes donde es más espeso y soldado (Fisher & Schmincke, 1984).

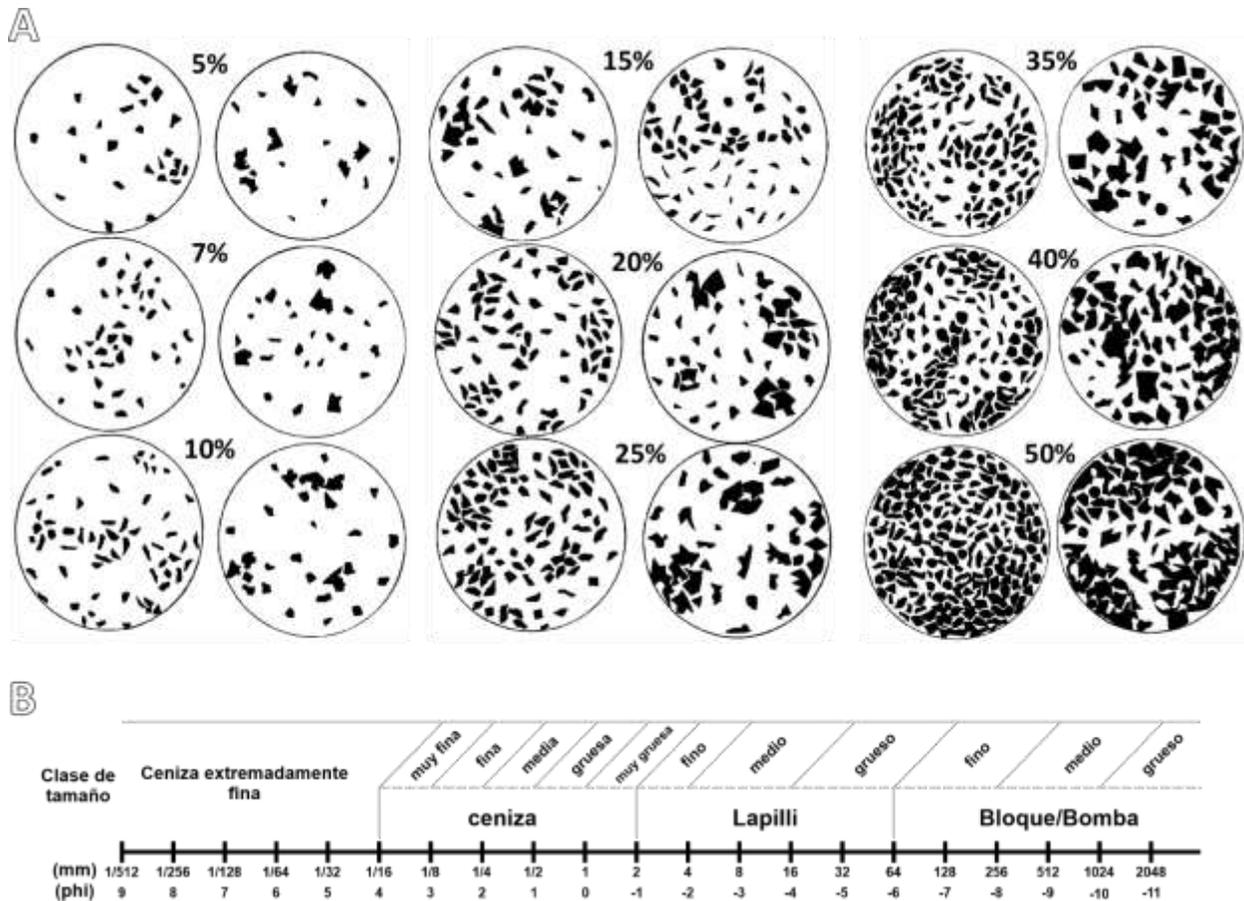
## **4. Metodología**

### **4.1. Revisión bibliográfica**

Para establecer un contexto de la zona de estudio y el estado del arte de la Formación Guacacallo, se realizó la revisión de material bibliográfico a partir de diferentes plataformas de búsqueda *online* y la correspondiente consulta de las memorias explicativas de las planchas geológicas 365, 366 y 388 (escala 1:100.000) (Velandia et al., 2001; Cárdenas et al., 2003; Marquínez et al., 2003), y del Mapa Geológico del Huila (escala 1:300.000) (Velandia et al., 2001b), publicados por el Servicio Geológico Colombiano y que abarcan la zona de estudio. Con esta información se establecieron rutas y zonas de interés para el posterior trabajo campo.

### **4.2. Trabajo de campo**

A partir de los lugares definidos en la revisión bibliográfica y cartográfica, se realizó una campaña de campo durante 21 días, donde se levantaron siete columnas estratigráficas compuestas distribuidas en siete secciones (Secciones I – VII), entre los municipios de San Agustín y La Argentina (Huila). La georreferenciación de los puntos trabajados y muestras recolectadas se hizo con ayuda de un GPS Garmin Dakota 10. Las medidas de espesor y toma de datos a lo largo de las columnas se hicieron con una vara métrica de 1,5 m. A su vez, con el fin de sistematizar las medidas realizadas, el registro de la información se hizo en libreta de campo y en formatos diseñados para el levantamiento de las columnas de este trabajo; los detalles de las medidas y datos tomados en campo se encuentran en el Anexo 1. La estimación de porcentajes en muestra de mano para fragmentos de pómez, líticos y cristales, se hizo con los diagramas de comparación para la estimación de porcentajes presentados en el trabajo de Terry & Chilingar (1955) (Figura 8A). La clasificación del tamaño de fragmentos piroclásticos se hizo según el trabajo de Murcia et al. (2013) (Figura 8B).



**Figura 8.** Diagramas de comparación para la estimación de porcentajes y clase de tamaño volcániclastico primario. **A.** algunos de los diagramas presentados en Terry & Chilingar (1955). **B.** Clasificación de tamaños tomada de Murcia et al. (2013).

Con el fin de tener un marco de referencia que facilite la interpretación y correlación de las columnas, el fundamento teórico y la nomenclatura utilizada para asignar las facies se basó en el trabajo de Branney & Kokelaar (2002). Para esto, se conservó la estructura de la nomenclatura original en inglés. Sin embargo, las descripciones y significado de cada una se presentaron en español (Tabla 5). La Tabla 5 resume algunas de las litofacies propuestas en el texto de referencia. Vale la pena aclarar, que Branney & Kokelaar (2002) advierten que este no es un formato estricto y según las descripciones de cada caso, se pueden realizar modificaciones. Por esta razón, con el fin de evitar restricciones que puedan generar sesgos al momento de realizar las descripciones litofaciales que tal vez no se ajusten a las presentadas en el texto de Branney & Kokelaar (2002), en este trabajo se incluyeron algunos términos descriptivos diferentes a los del texto de referencia (Tabla 5). Este es el caso del prefijo «*fi*» cuya nomenclatura se aplicó en este trabajo y corresponde a una facies rica en fragmentos con textura fiamme. Con este marco de referencia se pretende

establecer una descripción textural (no genética) detallada de la Formación Guacacallo a partir de las observaciones de campo sin dejar a un lado las clasificaciones y definiciones texturales clásicas establecidas en otros trabajos para rocas y depósitos volcanoclásticos —también discutidos en el texto de Branney & Kokelaar (2002) (e.g. Smith, 1960; Sparks et al., 1973; Walker, 1973, 1981; Fisher & Schmincke, 1984b; Cas & Wright, 1988; McPhie et al., 1993)—, que en conjunto, permiten realizar interpretaciones *a posteriori* sobre la clasificación del depósito y los probables procesos que dieron lugar a su origen.

**Tabla 4.** Litofacies para depósitos tipo ignimbrita. Tomado y adaptado de Branney & Kokelaar (2002). Las litofacies utilizadas en este trabajo están sombreadas con gris.

Abreviaturas	Branney & Kokelaar (2002)	Este trabajo
<b>m</b>	massive	masivo/a (sin laminación-capas)
<b>L</b>	lapilli	lapilli
<b>T</b>	tuff/ash	toba/ceniza
<b>p</b>	pumice-rich	rico en fragmentos de pómez
<b>l</b>	lithic-rich	rico en líticos
<b>e</b>	eutaxitic	eutaxítica
<b>cr</b>	crystal-rich	rico en cristales
<b>Py</b>		con litofisas
<b>fī</b>		rico en fiammes
<b>d</b>	difusse	difuso
<b>b</b>	bedded	capas

Símbolo	Branney & Kokelaar (2002)	Este trabajo
<b>mLT</b>	massive lapilli-tuff (or lapilli-ash)	toba-lapilli/ceniza-lapilli masiva
<b>dbT</b>	difusse-bedded ash	ceniza con capas difusas
<b>mT</b>	massive ash	ceniza masiva
<b>mLTf</b>	massive lapilli-tuff with directional grain fabric	toba-lapilli/ceniza-lapilli masiva con fábrica granular orientada
<b>pmLT</b>	pumice rich massive lapilli-tuff	toba-lapilli/ceniza-lapilli masiva rica en pómez (fragmentos lapilli)
<b>lmLT</b>	lithic-rich massive lapilli-tuff	toba-lapilli/ceniza-lapilli masiva rica en líticos
<b>emLT</b>	eutaxitic massive lapilli-tuff	toba-lapilli masiva eutaxítica
<b>lemLT</b>	lithic-rich eutaxitic massive lapilli-tuff	toba-lapilli masiva eutaxítica rica en líticos
<b>cremLT</b>	crystal-rich eutaxitic massive lapilli-tuff	toba-lapilli masiva eutaxítica rica en cristales
<b>PyemLT</b>		toba-lapilli masiva eutaxítica con litofisas
<b>fitemLT</b>		toba-lapilli masiva eutaxítica rica en fiammes
<b>sLT</b>	stratified lapilli-tuff	toba-lapilli estratificada
<b>dsLT</b>	difusse-stratified lapilli-tuff	toba-lapilli/ceniza-lapilli con estratificación difusa
<b>bLT</b>	thin-bedded lapilli-tuff/lapilli-ash	toba-lapilli/ceniza-lapilli con estratificación delgada
<b>sT</b>	stratified tuff/ash	toba/ceniza estratificada

### 4.3. Trabajo de laboratorio

De las 21 muestras recolectadas en campo, se seleccionaron 11 para realizar secciones delgadas y de estas, nueve se enviaron para análisis químicos de roca total (Tabla 6). Las secciones delgadas se realizaron en los laboratorios del Servicio Geológico Colombiano, sede Bogotá. Las descripciones petrográficas se llevaron a cabo en las instalaciones del Servicio Geológico Colombiano-Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, con el microscopio *Nikon ECLIPSE 50i POL*. En la descripción se caracterizó la textura general del depósito, la matriz y sus componentes principales (e.g. fragmentos de pómez, líticos, trizas vítreas y cristales), además de sus abundancias relativas. La terminología usada para la descripción petrográfica de las trizas vítreas está basada en los términos aplicados por McPhie et al. (1993) y Fisher & Schmincke (1984b) (e.g. trizas con formas en «Y», curvada o simplemente pómez). Por otro lado, los análisis de roca total para la determinación de elementos mayores y traza se hicieron mediante fluorescencia de rayos X (FRX) en pastillas prensadas, con las muestras BHVO-2, AGV2 y BIR-1A como materiales de referencia certificados (Anexo 2) y los elementos de tierras raras (REE), a partir de espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS), mediante descomposición multi-ácido, con la muestra BHV-2 como material de referencia certificado (Anexo 2). Ambos análisis, fueron elaborados por el laboratorio de caracterización de materiales geológicos e investigación de procesos geoquímicos del Servicio Geológico Colombiano.

### 4.4. Trabajo de oficina

Posterior al trabajo de campo, se procedió con la sistematización y digitalización de datos obtenidos en el trabajo de campo (porcentajes de fragmentos de pómez, cristales, líticos y relación de aspecto largo/ancho de las fiammes; Anexo 1), laboratorio y la bibliografía revisada, a partir de archivos en formato «.csv» y gráficas de dispersión elaboradas en Python 3 para señalar la distribución de los datos a lo largo de cada una de las columnas digitalizadas en las siete secciones descritas. La visualización y diagramación de los datos geoquímicos se hizo con el programa de código abierto para cálculos geológicos GeoPyTool (Yu et al., 2019). Los diagramas multielementos para elementos traza se hicieron según Sun & McDonough (1989) y las gráficas de Álcalis Total vs Sílice (TAS) y  $K_2O$  vs  $SiO_2$ , según Le Maitre et al. (2002). Finalmente, se interpretaron los datos y se redactó el texto final presentado en esta tesis.

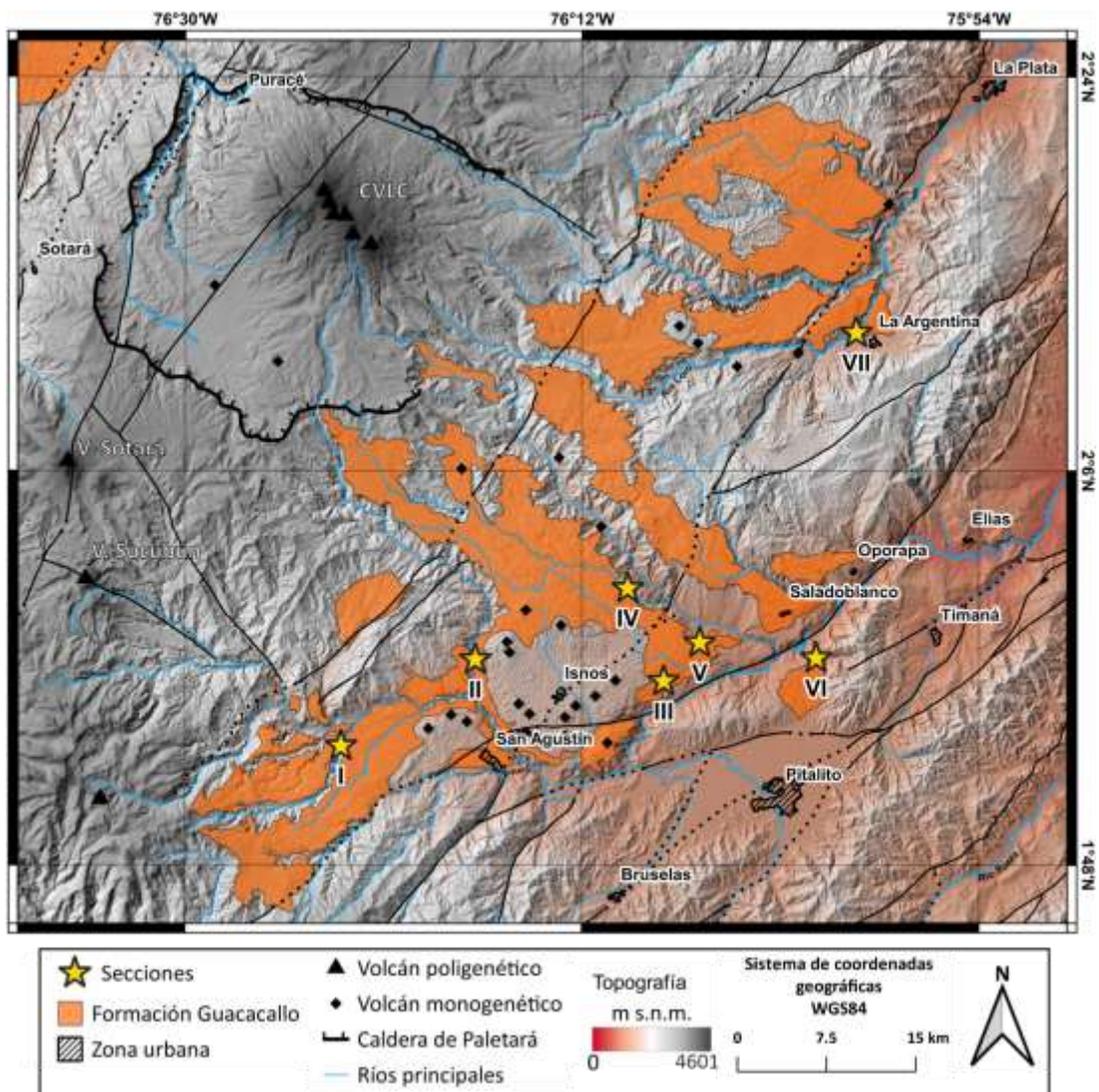
**Tabla 5.** Muestras seleccionadas para análisis de petrografía y química. Sistema de coordenadas UTM Zona 18N. ICP-IMS: espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo; FRX: fluorescencia de rayos X.

Muestras	Tipo	Sección	Coordenadas		Petrografía	Análisis químicos
			Este	Norte		
<b>JDG1</b>	Lava	<b>I</b>	347763	211366	x	FRX y ICP-MS
<b>CHOR</b>	Ignimbrita no soldada	<b>I</b>	346279	209030		
<b>JDH1</b>	Fragmento de pómez	<b>II</b>	358062	215028	x	FRX y ICP-MS
<b>JDH4</b>	Ignimbrita no soldada	<b>II</b>	357730	215850		
<b>JDI5</b>	Ignimbrita soldada	<b>III</b>	373324	214396	x	FRX y ICP-MS
<b>JDE8</b>	Ignimbrita soldada	<b>IV</b>	370341	222177	x	FRX y ICP-MS
<b>JDE9</b>	Ignimbrita soldada	<b>IV</b>	369486	222926		
<b>JDA2</b>	Ignimbrita soldada	<b>V</b>	375790	217766	x	FRX y ICP-MS
<b>JDA3</b>	Ignimbrita soldada	<b>V</b>	375510	217953	x	FRX y ICP-MS
<b>JDA4</b>	Ignimbrita soldada	<b>V</b>	375208	218028	x	FRX y ICP-MS
<b>JDA5</b>	Ignimbrita soldada	<b>V</b>	375109	218080		
<b>JDA6</b>	Ignimbrita soldada	<b>V</b>	374967	218299	x	FRX y ICP-MS
<b>JDJ4</b>	Ignimbrita no soldada	<b>VI</b>	386236	216394	x	
<b>JDK3</b>	Fragmento de pómez	<b>VI</b>	385858	216937	x	
<b>JDK4</b>	Oleada piroclástica	<b>VI</b>	386236	216394	x	
<b>JDF3</b>	Ignimbrita soldada	<b>VII</b>	389581	243676	x	FRX y ICP-MS
<b>JDF5</b>	Ignimbrita soldada	<b>VII</b>	389200	243560		

## 5. Resultados

### 5.1. Estratigrafía

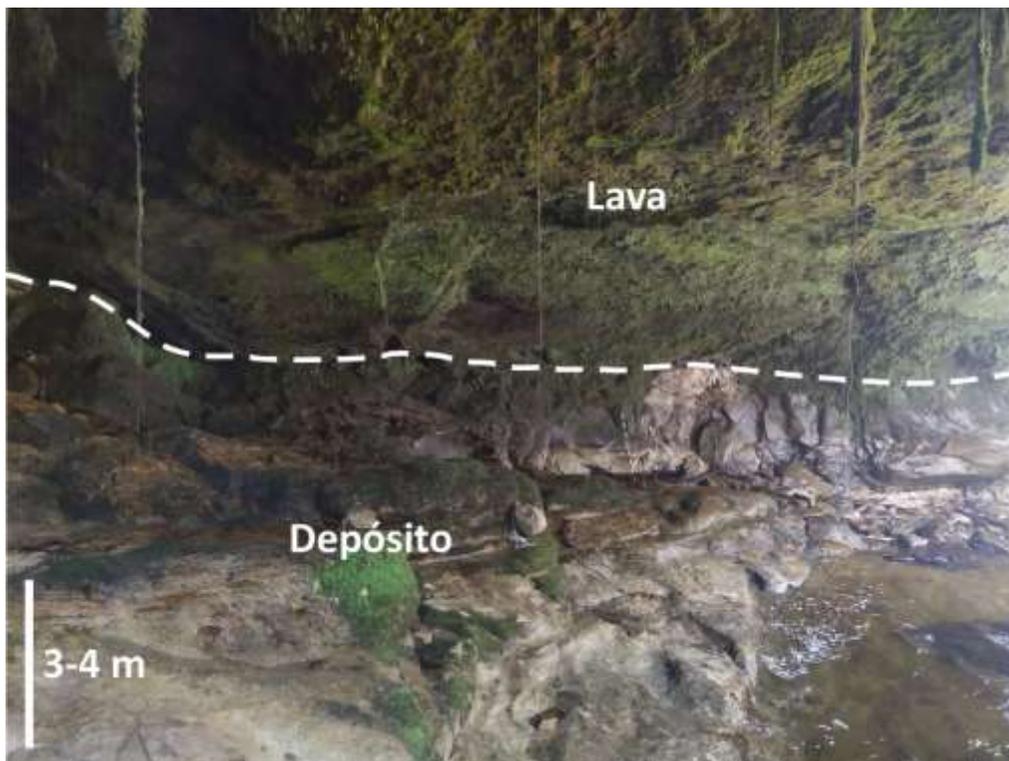
A continuación, se presenta la descripción detallada de las secciones visitadas durante el trabajo de campo y sus respectivas columnas estratigráficas. En total, se levantaron siete columnas distribuidas entre los municipios de San Agustín y La Argentina (Huila; Figura 9). El orden de las descripciones va de oeste a este, desde la Sección I a la VII.



**Figura 9.** Distribución de las secciones realizadas en campo y extensión de la Formación Guacacallo al suroccidente del departamento del Huila. Los polígonos de la geología fueron tomados y adaptados de las planchas geológicas 388, 365 y 366 del Servicio Geológico Colombiano. CVLC: Cadena Volcánica de Los Coconucos.

### 5.1.1. Sección I: Tres Chorros

El levantamiento estratigráfico se realizó en los afloramientos de la cascada ubicada en el sitio turístico conocido como Los Tres Chorros en el municipio de San Agustín (Figura 10). En general, el depósito es deleznable, masivo, matriz-soportado, mal seleccionado y está compuesto por fragmentos de pómez (con diferentes morfologías) y líticos volcánicos, en una matriz gris con abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. En este lugar, no se observó la base del depósito, no obstante, la columna tiene un espesor máximo aproximado de 34 m y tres facies diferentes. En la parte superior, el depósito está en contacto discordante con un flujo de lava (Figura 10).



**Figura 10.** Afloramiento principal junto a la cascada de Los Tres Chorros (Sección I). La línea a trazos representa el contacto entre el depósito en estudio y el flujo de lava.

En la parte inferior de la sección, el depósito es deleznable, está ligeramente alterado, es de color gris, masivo y mal seleccionado (Figura 11A, B), tiene abundantes fragmentos de pómez angulares – subangulares de tonalidades claras (~15 vol.%), con tamaños que pueden alcanzar bomba fina (Figura 11C). El contenido de líticos densos (pobremente vesiculados) y de color

oscuro es bajo ( $\leq 3$  vol.%). La matriz es de tamaño ceniza, tiene una tonalidad gris, el porcentaje de cristales no supera el 15 vol.% y corresponden a cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita principalmente. Teniendo en cuenta lo anterior, esta parte del depósito corresponde a la facies pmLT (*toba-lapilli masiva rica en pómez*) (Figura 11).



**Figura 11.** Facies pmLT (Sección I). **A.** Vista general del afloramiento con facies pmLT. **B – C.** Depósito rico en fragmentos de pómez angulares con tamaños entre lapilli grueso y bomba fina, estos tamaños están resaltados con línea blanca. El mazo de la imagen **B** tiene ~30 cm.

Aproximadamente, entre 5 y 25 m de la columna, el depósito está compactado, ligeramente alterado, tienen una selección mala, tonalidades grises y algunas partes oxidadas se disgregan con

facilidad (Figura 12A). En este caso se observaron dos características principales: a lo largo del afloramiento hay fragmentos de pómez alargados con una orientación preferencial (imbricados), que describen una fábrica lineal (Figura 12B). La abundancia de los fragmentos de pómez es <10 vol.% y en general, tienen tonalidades claras, longitudes entre 4 y 12 cm, y en algunos casos, bordes irregulares (Figura 12B). También, hay fragmentos de pómez subangulares de colores claros, con tamaños entre 2 y 5 cm, y debido al grado de alteración, no se determinó la forma de las vesículas o contenido de cristales. Por otro lado, en algunas partes del afloramiento, los fragmentos de pómez no están orientados, es decir, no se observa ningún tipo de fábrica lineal (Figura 12C). Estos cambios texturales del depósito son graduales a lo largo del afloramiento. El porcentaje de fragmentos líticos está alrededor del ~3 vol.% y corresponden a líticos volcánicos afaníticos, tamaño lapilli grueso, con formas subangulares – angulares y tamaños de hasta 8 cm de diámetro (Figura 12C). La matriz tiene tamaños ceniza gruesa y contiene cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, menores a 5 mm. Así, esta parte del depósito se corresponde a la facies mLT/mLTf (i.e. gradaciones entre *toba-lapilli masiva* y *toba-lapilli masiva con fábrica granular orientada*) (Figura 12).



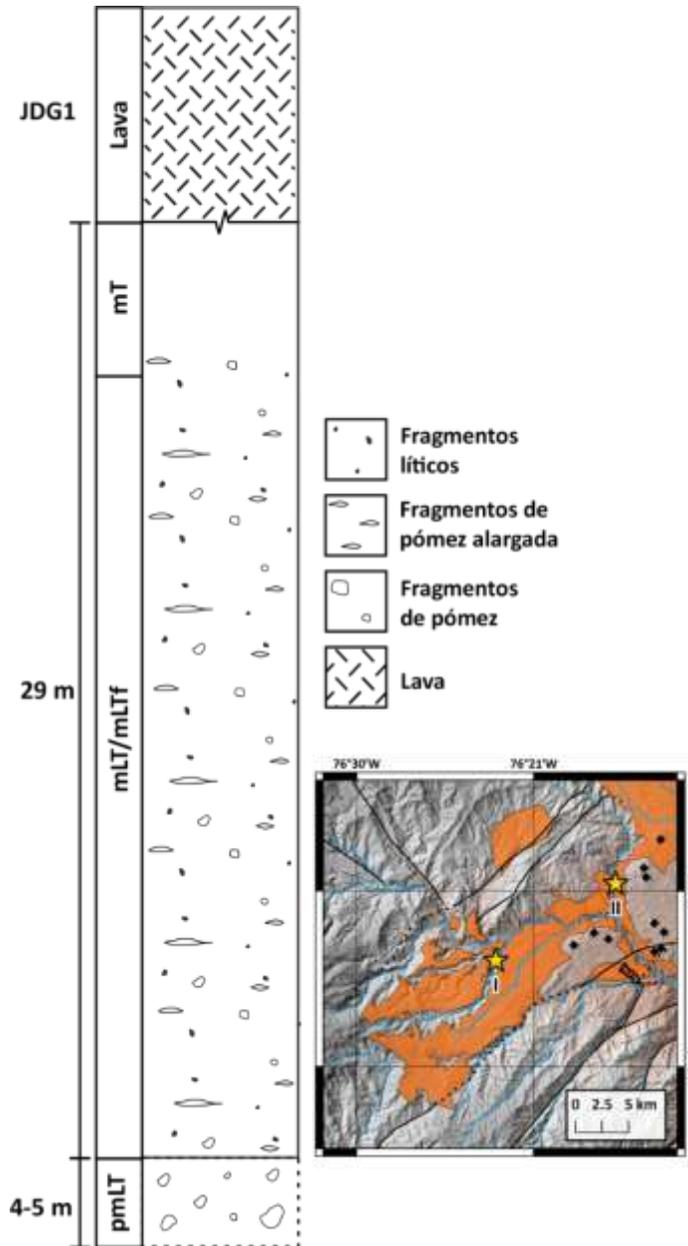
**Figura 12.** Facies mLT/mLTf (Sección I). **A.** Afloramiento del depósito con facies mLT/mLTf ubicado al costado sureste de la cascada Los Tres Chorros; las marcas de la escala tienen 10 cm. **B.** Detalle del afloramiento con facies mLTf, nótese los fragmentos de pómez alargados y orientados, la línea blanca representa de forma aproximada la orientación. **C.** Detalle del afloramiento con facies masivas (mLT); las marcas de la vara tienen 10 cm. **Li** y **Pu** corresponden a fragmentos líticos (principalmente volcánicos) y de pómez, respectivamente.

Entre 25 y 29 m de la columna, hay una capa gruesa masiva, de material tamaño ceniza media a fina, bien seleccionada, con tonalidades claras, ligeramente alterada y con un espesor irregular (Figura 13A). En esta parte del depósito no se observaron fragmentos de pómez o líticos con tamaño lapilli (Figura 13B). Según lo anterior, se asignó la facies mT (*ceniza masiva*). Al tope de la sección, entre 29 y 34 m, hay un flujo de lava que cubre el depósito. La roca es afanítica, melanocrática y muestra un leve desarrollo de disyunción columnar, cuyos cortes basales no superan los 30 cm de ancho (Figura 13C).



**Figura 13.** Parte superior de la columna (Sección I). **A.** Vista general del afloramiento; nótese el aspecto masivo y la tonalidad clara. **B.** Detalle de la capa de ceniza masiva. **C.** Flujo de lava con desarrollo de disyunción columnar, las caras poligonales son irregulares y algunos están dibujados con línea blanca. Las manchas oscuras en los afloramientos de las imágenes **A** y **B** corresponden a líquenes que cubren el afloramiento. La escala corresponde a un mazo que tiene ~30 cm de largo.

En síntesis, el depósito de la Sección I, se puede interpretar como una ignimbrita no soldada, con variaciones litofaciales verticales gradacionales y un espesor mínimo de 29 m, generadas a partir de CDPs concentradas (Figura 14). De base a techo las litofacies son pmLT, mLT/mLTf y mT. La litofacies mLT/mLTf es la de mayor espesor y más representativa (Figura 14). La lava que cubre la ignimbrita en esta sección, podría estar asociada al Campo Volcánico Monogenético Isnos – San Agustín.

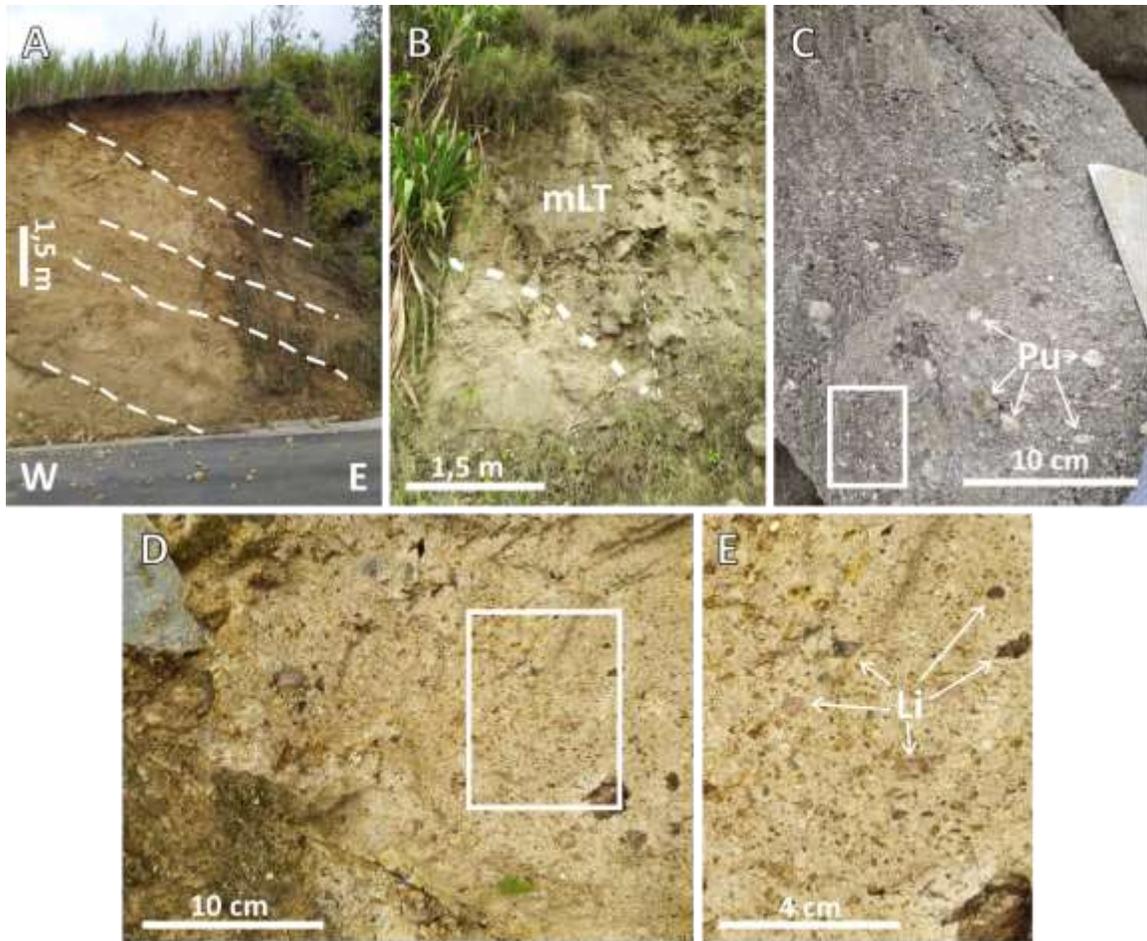


**Figura 14.** Columna generalizada de la Sección I y sus respectivas facies. JDG1 corresponde al lugar en donde se tomó muestra del depósito.

### 5.1.2. Sección II: Junín–Isnos

La columna estratigráfica se levantó al noroccidente del casco urbano del municipio de San José de Isnos en la vereda de Junín, por la vía que conduce al municipio de Obando. En esta localidad, la Sección II tiene ~161 m de espesor, cuenta con cinco facies diferentes y en la parte superior está en contacto discordante con una lava. En general, el depósito está compactado, en algunos puntos alterados es deleznable, es masivo, matriz-soportado, mal seleccionado y está compuesto por fragmentos de pómez y líticos, embebidos en una matriz de diferentes tonalidades —según el grado de alteración— con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita.

En la base de la columna, el depósito en estudio está en contacto discordante con un depósito compuesto por la intercalación de capas gruesas irregulares (entre 30 y 100 cm) de arenisca y conglomerados que buzcan hacia el este (Figura 15A, B). Entre la base y los 142 m de la sección, el depósito en estudio es matriz-soportado, mal seleccionado, tiene tonalidades principalmente grises (Figura 15C) y en las partes alteradas se observaron tonalidades amarillas terrosas (Figura 15D). Los fragmentos de pómez son angulares, tienen vesículas alargadas, con formas tubulares, y su concentración varía entre 5 y 12 vol.%. Los fragmentos líticos son principalmente de rocas volcánicas oscuras y afaníticas, tienen tamaños entre lapilli medio y grueso (entre 5 y 40 mm), y formas angulares a subangulares (Figura 15D). En algunos puntos donde predominan los tamaños lapilli medio, pueden alcanzar hasta el 7 vol.% y la concentración de fragmentos de pómez es muy baja (Figura 15E). La matriz tiene tamaños ceniza gruesa a muy gruesa, y contiene cristales libres (hasta 20 vol.%), principalmente de plagioclasa, cuarzo y biotita. Teniendo en cuenta la descripción anterior, el tramo entre la base y los 142 m, el depósito está descrito por la facies mLT (*toba-lapilli masiva*), a excepción de los afloramientos con mayor contenido de líticos, donde la facies corresponde a lmLT (*toba-lapilli masiva rica en líticos*) (Figura 15D).



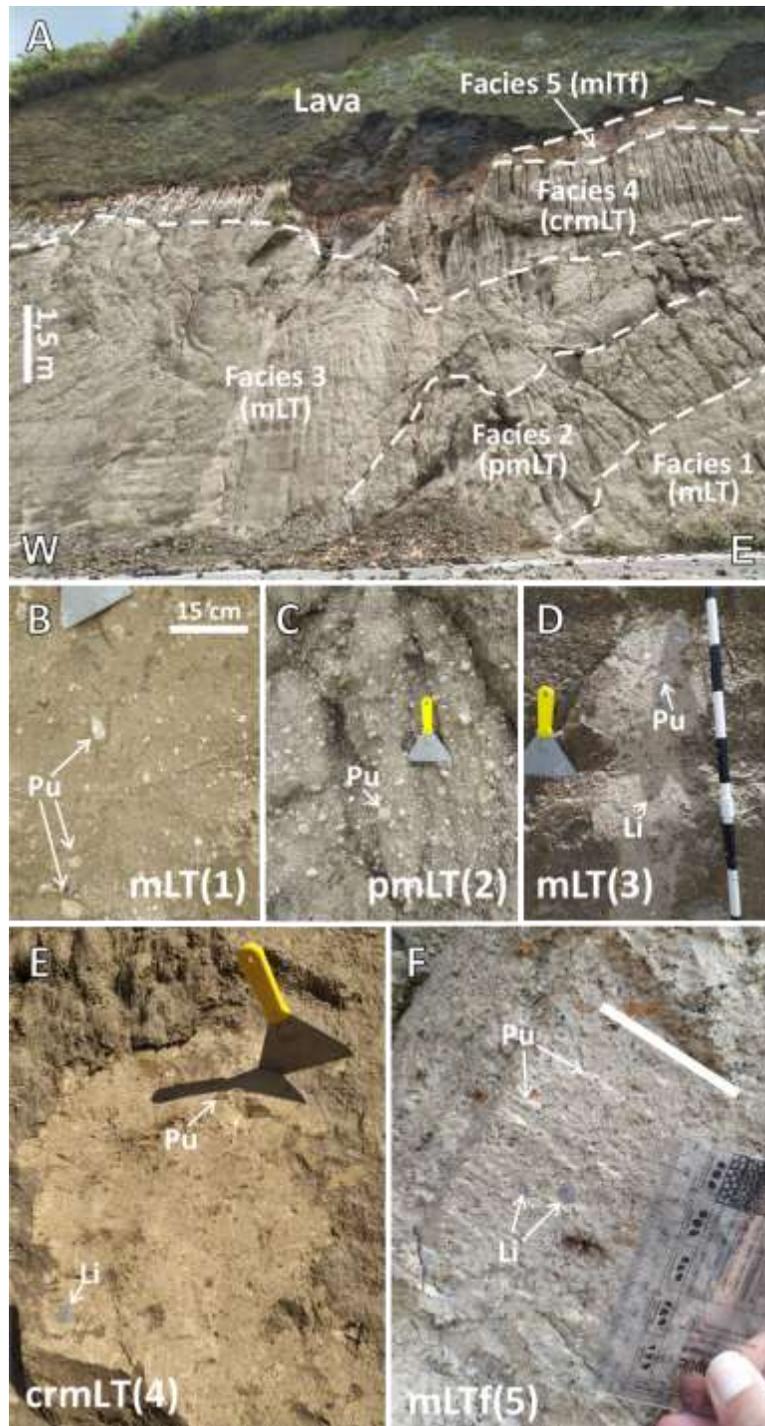
**Figura 15.** Variaciones litofaciales presentes entre la base y los 142 m de la Sección II. **A.** Litología infrayacente de la Sección II, con buzamiento al E. **B.** Contacto discordante (línea punteada) entre el depósito en estudio y la litología infrayacente. **C.** Capa masiva, gris, mal seleccionada, con fragmentos de pómez tamaño lapilli medio a grueso (mLT); el recuadro blanco encierra una parte con abundantes cristales. **D.** Depósito matriz-soportado con alto contenido de líticos volcánicos tamaño lapilli medio (lmLT). **E.** Detalle del afloramiento en D. **Li** y **Pu** corresponden a fragmentos líticos y de pómez, respectivamente.

En los últimos 20 m de la columna, el depósito tiene diferentes grados de compactación, es de color gris y puede tener tonalidades terrosas debido al grado de alteración. A lo largo del afloramiento, el contenido y tamaño de los fragmentos de pómez, líticos y cristales, presenta variaciones notorias, asociadas a diferentes facies (Figura 16A):

- **Facies 1:** depósito masivo, matriz-soportado y mal seleccionado. La matriz es de tamaño ceniza y el contenido de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita es <10 vol.%. Los fragmentos de pómez tubular son angulares, de tamaño lapilli grueso y

su contenido está entre 5 y 10 vol.%. Los líticos no superan el 3 vol.% y son de origen volcánico. Facies mL*T* (*toba-lapilli masiva*) (Figura 16B).

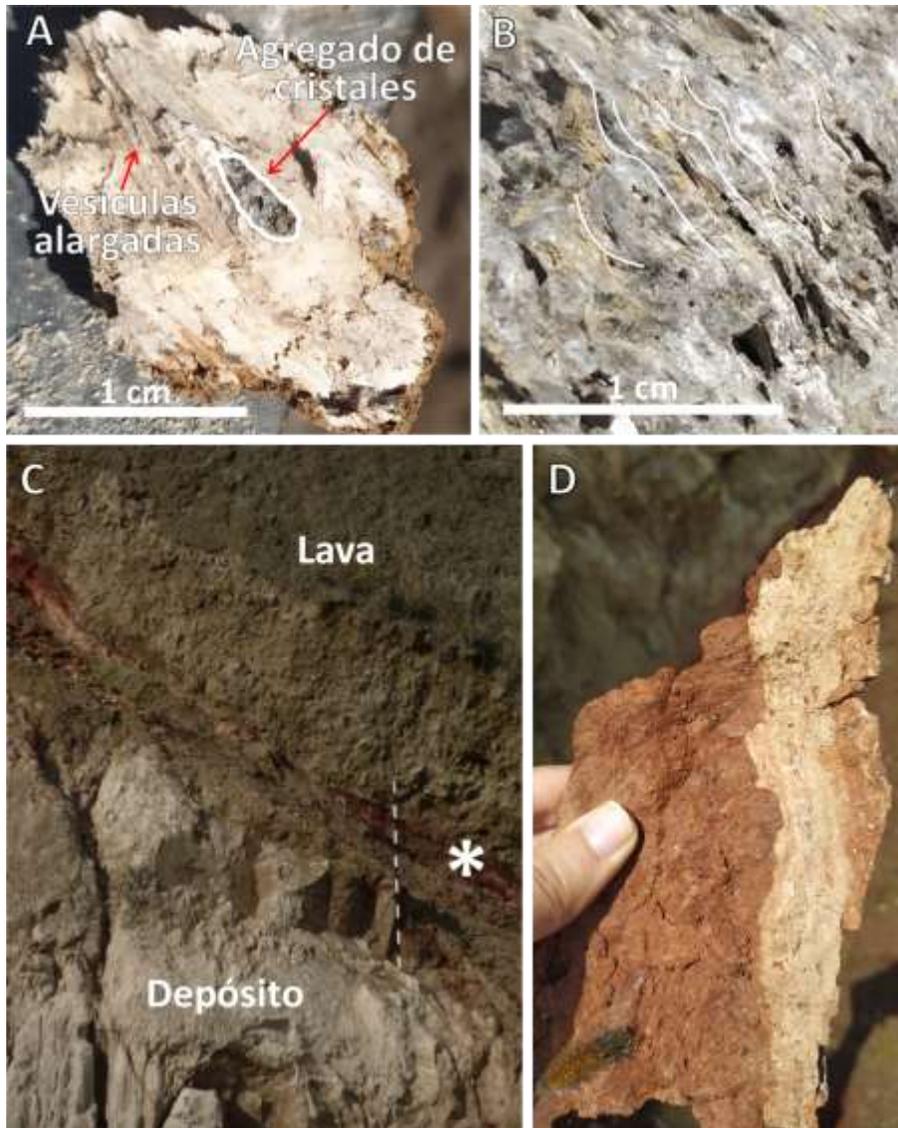
- **Facies 2:** depósito masivo, matriz-soportado y mal seleccionado. El contenido de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita en la matriz es bajo (<10 vol.%). El contenido de fragmentos de pómez tubular puede alcanzar hasta 20 vol.%, estos son angulares y tiene tamaños entre lapilli fino a bomba fina. Los fragmentos líticos son escasos (~2 vol.%). Facies pm*L**T* (*toba-lapilli masiva rica en pómez*) (Figura 16C).
- **Facies 3:** esta facies es la de mayor espesor y tiene características similares a la **Facies 1** (i.e. facies mL*T*). No obstante, el contenido de fragmentos de pómez es menor (<5 vol.%). Facies mL*T* (*toba-lapilli masiva*) (Figura 16D).
- **Facies 4:** depósito masivo, matriz-soportado y mal seleccionado. La proporción de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita en la matriz, respecto a las otras facies, es mayor (~20 vol.%). La concentración de fragmentos de pómez tubular es relativamente baja (5 – 6 vol.%) y son angulares – subangulares con tamaños máximos de lapilli medio. Los líticos volcánicos (~3 vol.%) son angulares y de tamaño lapilli medio. Facies crm*L**T* (*toba-lapilli masiva rica en cristales*) (Figura 16E).
- **Facies 5:** depósito matriz-soportado y mal seleccionado. Se caracteriza por un incremento en el contenido de fragmentos líticos volcánicos (5 – 8 vol.%) y un contenido de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita entre 15 y 20 vol.%. Su principal rasgo está dado por la presencia de fragmentos de pómez alargados orientados (imbricados), que representan una fábrica lineal cerca del contacto con el flujo de lava. Facies mL*T*f (*toba-lapilli masiva con fábrica granular orientada*) (Figura 16F).



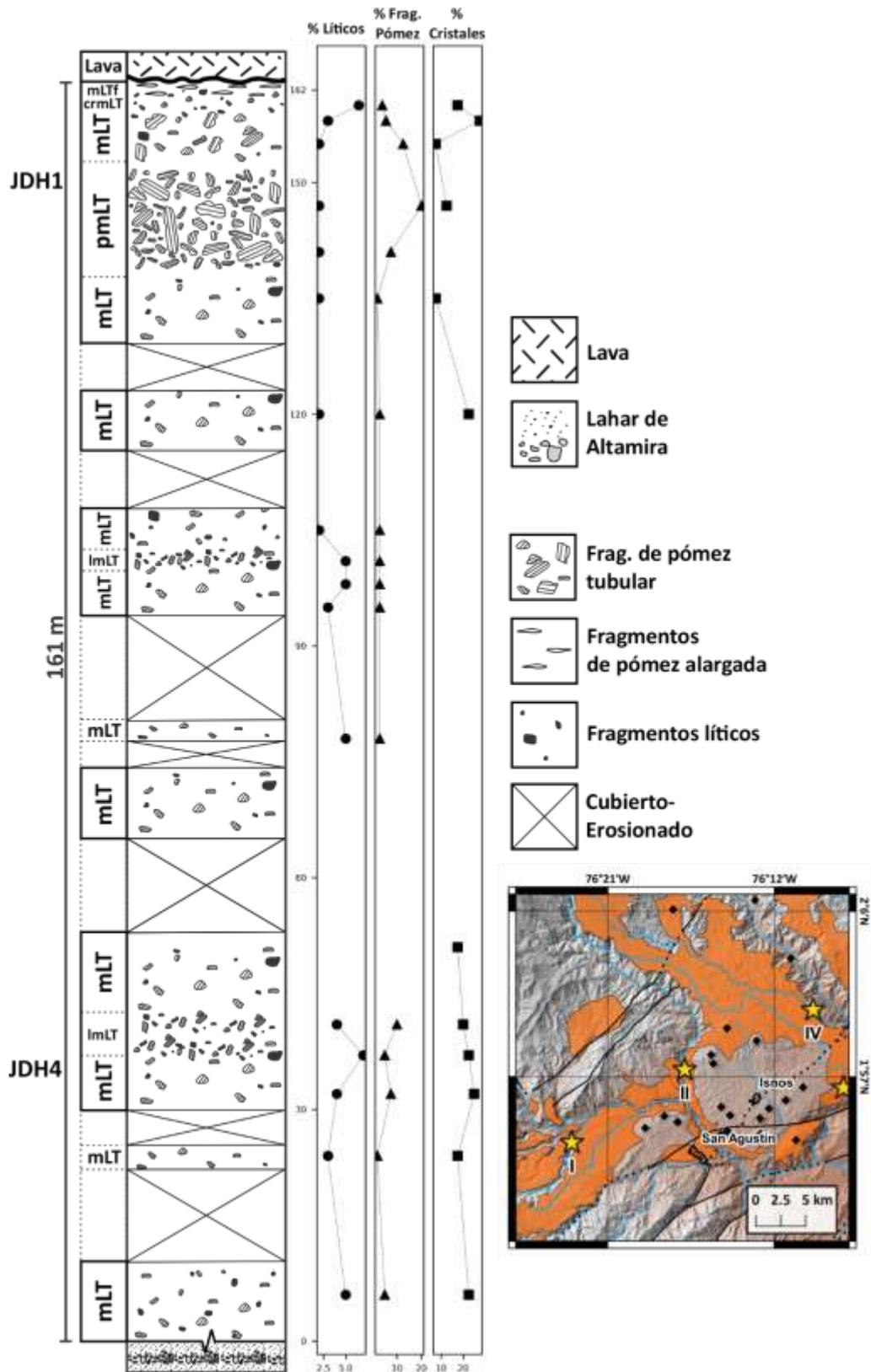
**Figura 16.** Parte alta de la Sección II. **A.** Afloramiento de la Formación Guacacallo hacia la parte alta de la Sección II. Las líneas a trazos representan de forma aproximada la separación entre las facies observadas (1, 2, 3, 4 y 5). **B.** Facies 1 (mLT). **C.** Facies 2 (pmLT); la escala corresponde a una espátula que tiene ~10 cm de ancho. **D.** Facies 3 (mLT); las marcas de la vara tienen 10 cm. **E.** Facies 4 (crmLT). **F.** Facies 5 (mLTf); la línea blanca indica de forma aproximada la imbricación de las pómez. **Li** y **Pu** corresponden a fragmentos líticos y de pómez, respectivamente.

En la Figura 17 se observan los fragmentos de pómez presentes en la parte alta de la Sección II. Estos son de tonalidades claras, angulares y tienen vesículas muy alargadas rectilíneas (Figura 17A) o sinuosas (Figura 17B), que forman una textura tubular. En las de mayor tamaño, hay agregados de cuarzo, plagioclasa y biotita orientados con respecto a las vesículas alargadas (Figura 17A). Hacia el tope de la unidad, el depósito está en contacto discordante con un flujo de lava. Justo en el contacto, hay un nivel rojo intensamente alterado y masivo (Figura 17C, D). Dicho nivel, está compuesto por material arcilloso de tonalidades rojizas, con cristales muy finos (~1 mm) (Figura 17D). La tonalidad roja es más intensa en el contacto con la lava y cambia de forma neta o gradual hacia al material claro del depósito en estudio (Figura 17C, D). Esta interfase rojiza se extiende de forma irregular y tiene espesores variables (20 – 50 cm) a lo largo del contacto (Figura 17D).

En conclusión, el depósito de la Sección II, corresponde a una ignimbrita no soldada, con variaciones litofaciales gradacionales en la vertical y un espesor de ~161 m, generadas por la depositación de CDPs concentradas. De base a techo, las litofacies son: mLT (lmLT), pmLT, mLT, crmLT y mLTf (Figura 18). La litofacies mLT es la de mayor espesor y la más representativa de la sección. La litofacies lmLT aparece de forma subordinada en algunos afloramientos en medio de la facies mLT, y la asociación litofacial pmLT, mLT, crmLT y mLTf, está restringida hacia los últimos 20 m de la sección (Figura 18). La lava que cubre el depósito en esta sección podría estar relacionada con alguno de los volcanes monogenéticos ubicados en este sector.



**Figura 17.** Fragmentos de pómez y contacto superior de la Sección II. **A.** Fragmento de pómez con textura tubular y un pequeño agregado de cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita alineado con las vesículas. **B.** Fragmento de pómez con vesículas tubulares sinuosas, indicadas de forma aproximada por las líneas blancas. **C.** Contacto entre el depósito en estudio y flujo de lava; las divisiones de la vara tienen 10 cm; el asterisco (\*) indica la ubicación de la muestra de la imagen **D.** **D.** Material arcilloso de tonalidades rojizas ubicado en el contacto lava/depósito.



**Figura 18.** Columna compuesta de la sección II y sus respectivas facies. JDH1 y JDH4 corresponden a los lugares en donde se tomaron muestras del depósito.

### 5.1.3. Sección III: Cámbulos–Isnos

El levantamiento estratigráfico se hizo entre el corregimiento de La Laguna y el municipio de San José de Isnos, en la vía que conduce a la vereda Los Cámbulos. En esta carretera se observa la discordancia entre la unidad conocida como Lahar de Altamira y el depósito en estudio (Figura 19), donde se ubicó la base de la sección. La columna estratigráfica tiene 32 m de espesor, de estos, 6 m de la parte media —entre 12 y 18 m— no tienen información debido a la cobertura vegetal de los afloramientos. En general, el depósito es masivo, mal seleccionado, matriz-soportado y está compuesto por fragmentos de pómez con diferentes formas y líticos, en una matriz con tonalidades violáceas a claras, con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Se observaron tres facies y se realizaron medidas de relación de aspecto en fiammes (largo/ancho), con un total de 11 medidas (n), con valores entre 3 y 27, y un promedio de 12.



**Figura 19.** Discordancia entre el depósito en estudio y el Lahar de Altamira en la vereda Los Cámbulos. Las divisiones de la vara tienen 10 cm.

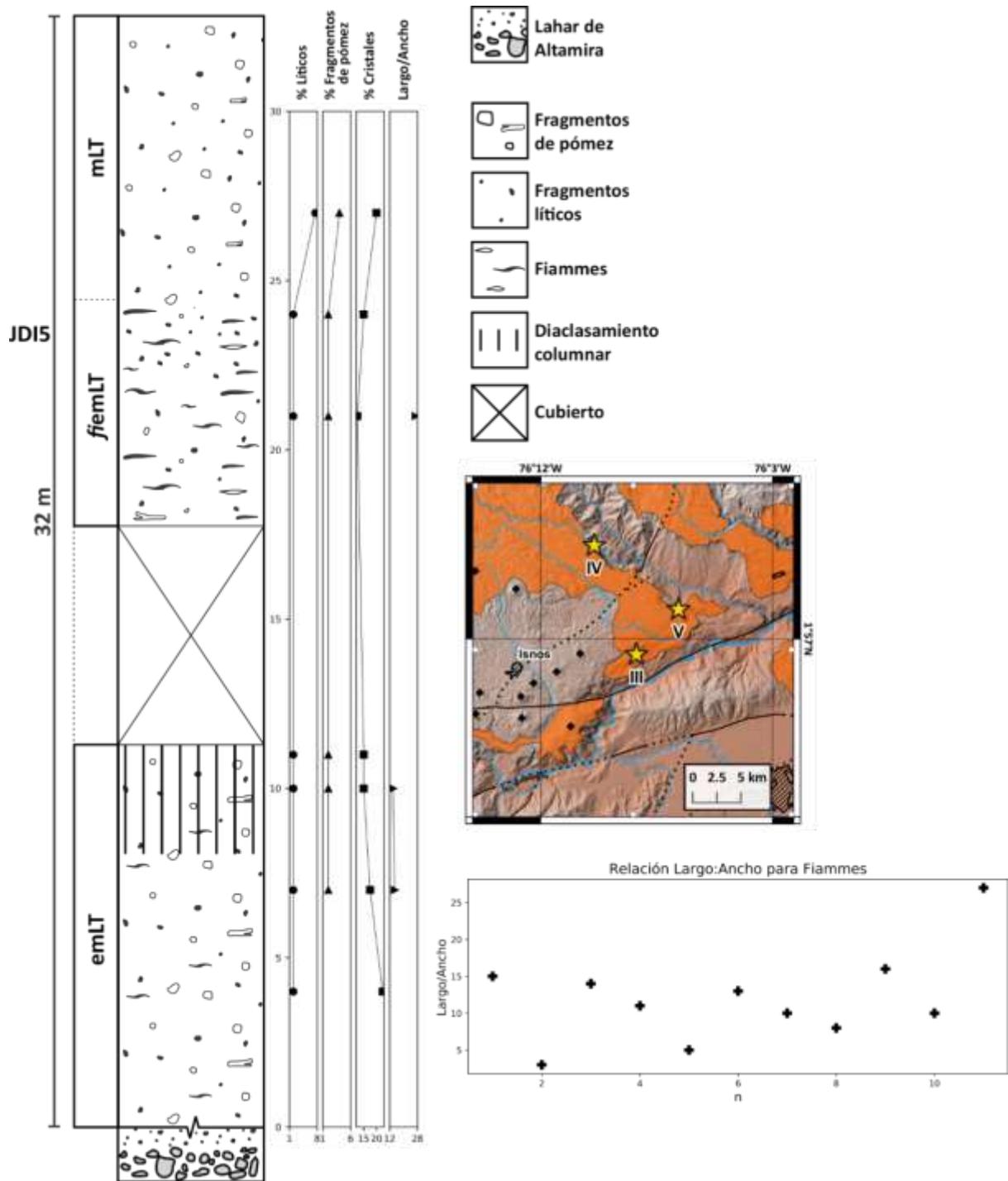
Entre la base y los 24 m de la columna, el depósito tiene ligeros cambios verticales en el contenido de fragmentos de pómez, líticos y cristales. Además, presenta una textura eutaxítica definida por la presencia de fiammes orientadas de color oscuro (Figura 20A). La tonalidad del depósito varía entre gris y gris violáceo, y la meteorización es media a baja. No obstante, los escasos fragmentos de pómez (<2 vol.%), tienen tamaños alrededor de lapilli medio y están alterados, lo que impide caracterizar rasgos como la forma y tamaño de las vesículas. Los líticos tienen tamaños lapilli grueso, son angulares – subangulares, muy pobremente vesiculados, no superan el 2 vol.% y corresponden a fragmentos de rocas volcánicas afaníticas, de tonalidades grises (Figura 20A). El contenido de cristales en la matriz está entre 10 y 20 vol.%, y corresponden a cristales con tamaños <7 mm, de plagioclasa, cuarzo y biotita, de mayor a menor concentración, respectivamente. La abundancia y relación de aspecto (largo/ancho) de las fiammes de color oscuro (Figura 20A) tienen pequeñas variaciones verticales. Las fiammes tienen grosores <3 mm y longitudes entre 1 y 5 cm (Figura 20A). En muestra de mano se observaron estructuras vítreas circulares menores a los 2 cm y de tonalidades grises, que probablemente, describen una textura esferulítica (Figura 20B). Entre los 9 y 12 m, el depósito tiene disyunción columnar. El grosor de los bloques columnares está entre 50 y 80 cm, están inclinados hacia el suroccidente, tienen diaclasas perpendiculares a las columnas y una costra exterior de alteración compuesta por óxidos secundarios (Figura 20C). Según lo anterior, el tramo entre la base y los 12 m de la columna corresponde a un depósito con facies emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*). Entre 18 y 24 m, la abundancia de las fiammes es mayor respecto al nivel anterior y corresponde a facies *f*iemLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica rica en fiammes*).



**Figura 20.** Variaciones faciales de la Sección III. **A.** Corte longitudinal de una fiamme oscura (**Fi**) y fragmento lítico (**Li**). **B.** Depósito soldado de color gris, la flecha apunta a una pequeña estructura vítrea circular (esferulita) en facies emLT. **C.** Depósito soldado con facies emLT, disyunción columnar (líneas gruesas) y diaclasas casi perpendiculares a estas (líneas delgadas); la escala corresponde a un mazo que tiene ~30 cm de largo. **D.** Afloramiento de la parte alta de la columna con facies mLT. **E.** Detalle del afloramiento en **D** (cuadro blanco), se aprecian algunos fragmentos líticos (**Li**) y cristales biotita bien conservados.

Entre 24 y 31 m de la sección, el depósito es masivo, mal seleccionado, tiene tonalidades claras y está bien compactado. Los fragmentos de pómez tienen formas subangulares, tamaños alrededor de lapilli grueso y su contenido está cerca del 4 vol.% (Figura 20D). La concentración de líticos volcánicos está entre 5 y 7 vol.% y es relativamente mayor respecto a la facies anterior. Estos son angulares – subangulares, tienen tonalidades grises y tamaños lapilli medio a grueso (Figura 20E). Los cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita pueden representar hasta el 15 vol.% en la matriz. En este caso, los cristales de biotita pueden alcanzar hasta 6 mm (Figura 20E). Teniendo en cuenta lo anterior, esa parte del depósito se interpreta como una facies mLT (*toba-lapilli masiva*).

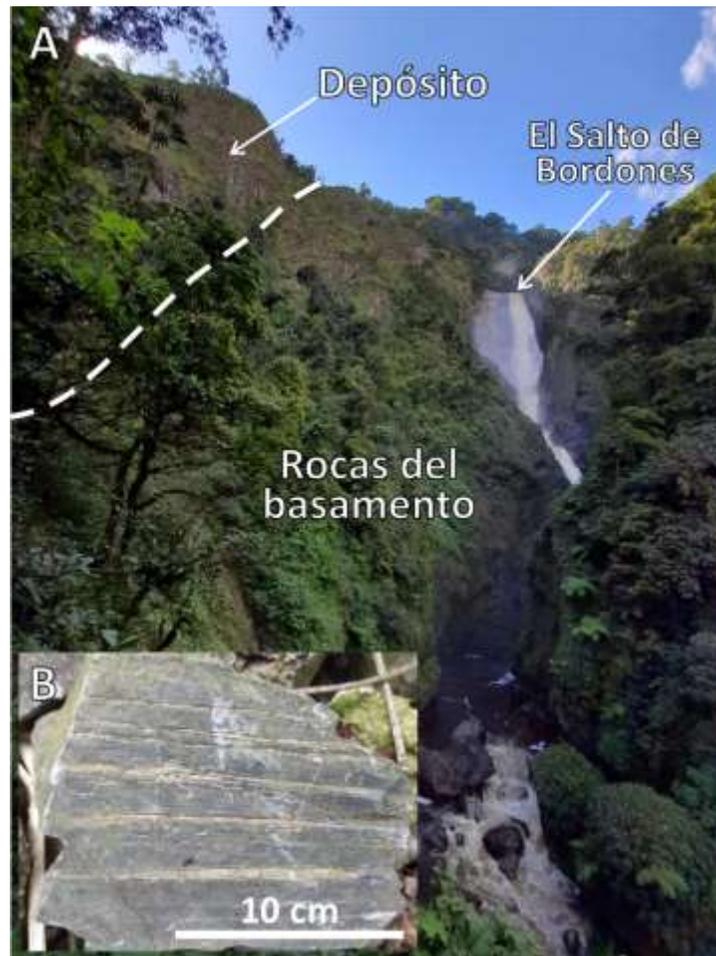
En resumen, el depósito de la Sección III, se interpreta como una ignimbrita generada a partir de CDPs concentradas, con un espesor mínimo de 32 m y variaciones faciales gradacionales en la vertical, compuesta por una zona soldada de mayor espesor hacia la base, compuesta por las litofacies emLT y *f*iemLT, y cambia de forma gradual a una zona compactada (no soldada) en la parte superior, descrita por la litofacies mLT (Figura 21).



**Figura 21.** Sección III y sus respectivas facies. JDI5 corresponde al lugar en donde se tomó la muestra del depósito. La gráfica de la parte inferior representa los valores de relación de aspecto de las fiammes medidas en los afloramientos a lo largo de la sección, con un total de 11 medidas (n).

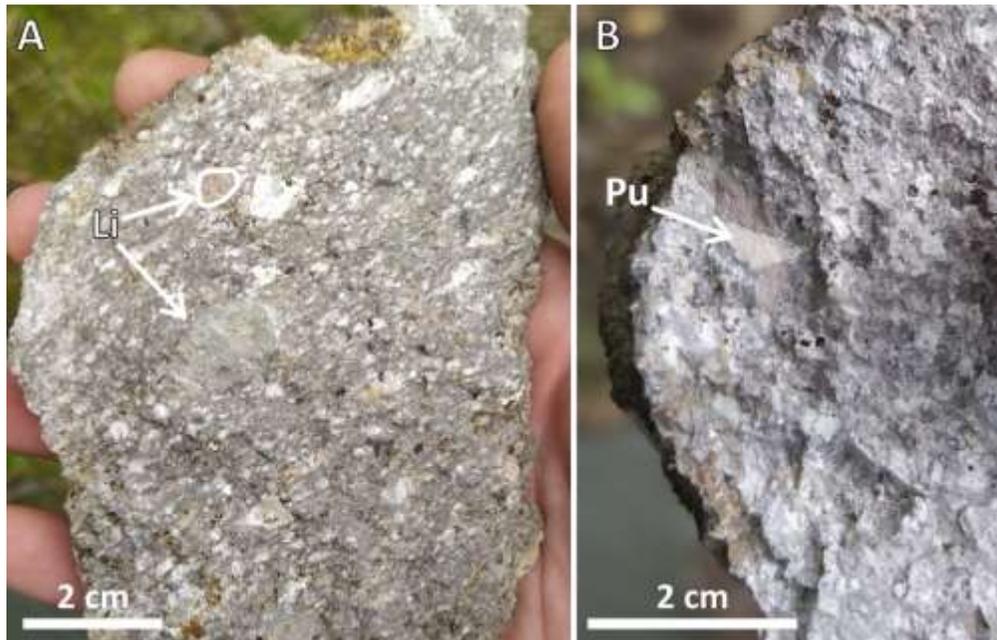
#### 5.1.4. Sección IV: Salto de Bordonos

El levantamiento se hizo por el sendero que conduce hasta la base de la cascada El Salto de Bordonos, localizada en el corregimiento de Bordonos (Isnos). En esta localidad, el depósito en estudio reposa sobre un basamento Paleozoico (Figura 22A) compuesto por la intercalación de lodolitas oscuras y niveles de arenisca de tonalidades claras (Figura 22B). En total, se midió un espesor de 237 m, de los cuales, al menos 99 m, no fueron accesibles. En general, el depósito está compuesto por fragmentos de pómez con diferentes formas y líticos, embebidos en una matriz con diferentes tonalidades y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, principalmente. En total, se asignaron tres facies y se calcularon 38 valores (n) de relación de aspecto (largo/ancho) en fiammes oscuras y claras; los valores obtenidos oscilan entre 3 y 28, con un promedio de 10.



**Figura 22.** Base Sección IV. **A.** Contacto aproximado (línea a trazos) del depósito en estudio y el basamento, en la cascada El Salto de Bordonos. **B.** Muestra del basamento con intercalación de lodolitas y niveles delgados de arenisca de color claro, ubicadas en la parte inferior de la cascada El Salto de Bordonos.

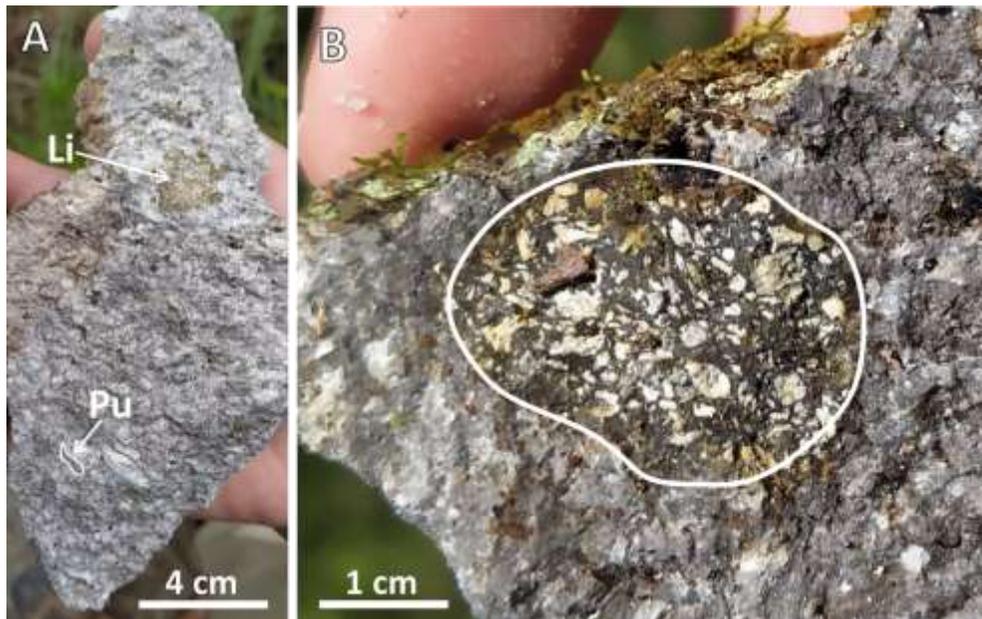
En los primeros 16 m de la columna, el depósito tiene una tonalidad violácea, está compuesto por fragmentos de pómez y líticos alterados, embebidos en una matriz oxidada rica, en cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 23A). El contenido de fragmentos líticos y de pómez no supera el 3 vol.%. Los fragmentos líticos volcánicos están muy alterados, tienen formas angulares – subangulares y tamaño lapilli grueso (Figura 23A). Los fragmentos de pómez tienen una tonalidad rojiza, formas alargadas y tamaños lapilli grueso (Figura 23B). Los cristales en la matriz pueden representar hasta el 30 vol.% y están conformados principalmente por plagioclasa, cuarzo y biotita; algunos cristales de cuarzo y plagioclasa alcanzan hasta 8 mm. En este punto, el depósito corresponde a la facies cremLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica rica en cristales*) (Figura 23).



**Figura 23.** Facies cremLT (Sección IV). **A.** Fragmentos líticos (**Li**) volcánicos subangulares, rodeados por abundantes cristales de plagioclasa y cuarzo. **B.** Fragmento de pómez (**Pu**) alargado, con tonalidad violácea.

Entre 18 y 183 m de la columna, el depósito es relativamente uniforme en la vertical, la tonalidad —aunque cambia según el grado de alteración— va de gris a gris-violáceo (Figura 24A), tiene una textura eutaxítica dada por la presencia de fiammes orientadas de tonalidad oscuro o claro y está compuesto por fragmentos de pómez y líticos, embebidos en una matriz gris-violácea con abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 24A). Los fragmentos de pómez son escasos (<3 vol.%), tienen diferentes grados de alteración, son alargados (fiammes), tienen

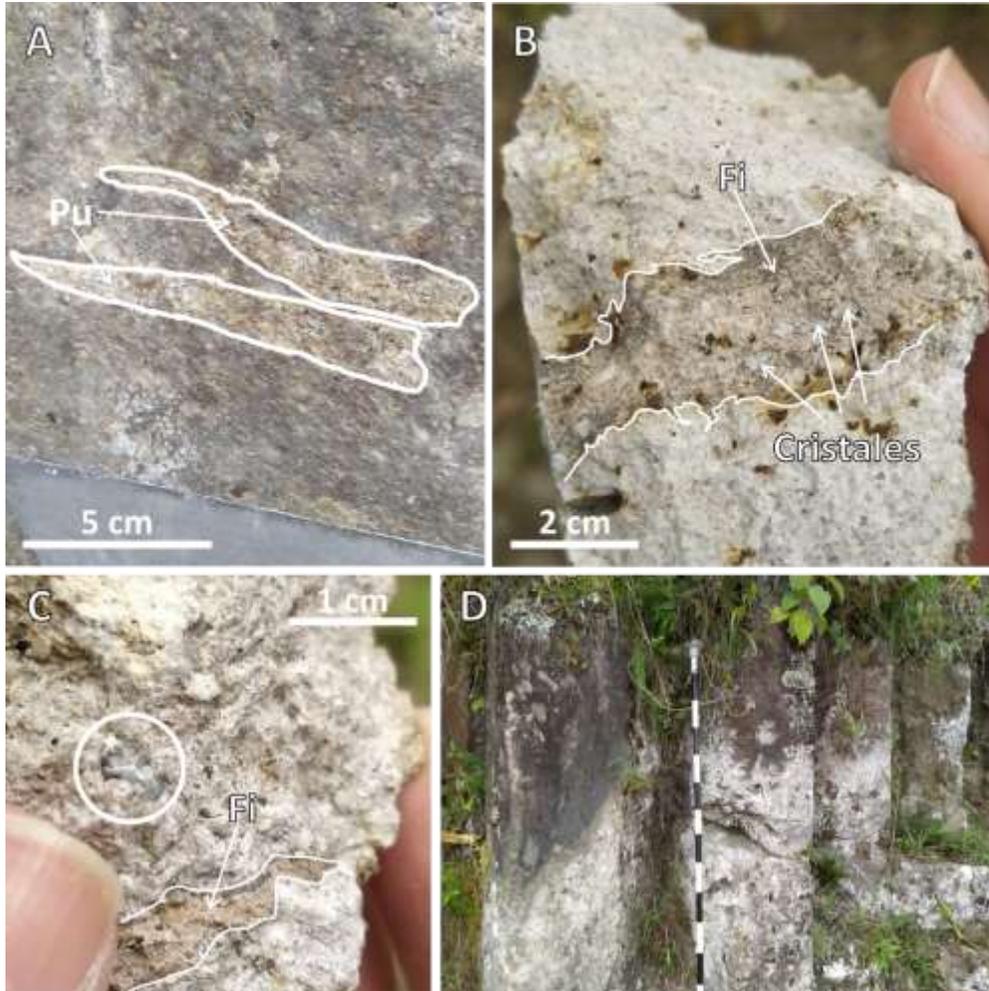
tamaños entre 1 y 10 cm (ceniza gruesa a lapilli medio) y no superan 2 cm de grosor (Figura 24A). El contenido de líticos es <3 vol.%, estos son de origen volcánico, tienen formas angulares – subangulares, tamaños lapilli medio – grueso, son pobremente vesiculados y pueden ser afaníticos o porfiríticos (Figura 24B), no obstante, en menor proporción también se observaron fragmentos metamórficos. A lo largo de este tramo, el porcentaje de cristales tiene ligeras fluctuaciones verticales (10 – 15 vol.%) y están representados principalmente por plagioclasa, cuarzo y biotita, en menor medida.



**Figura 24.** Fragmentos de pómez y líticos (Sección IV). **A.** Fragmento lítico (**Li**) volcánico alterado y fragmento de pómez (**Pu**) rojizo. **B.** Lítico volcánico porfirítico (línea blanca), subangular, tamaño lapilli grueso, con abundantes cristales de plagioclasa.

También, se observaron fiammes de tonalidades oscuras o claras y diferentes formas (Figura 25A, B). Las fiammes oscuras son más abundantes y en contraste con las fiammes de tonalidades claras, tienen mayor relación de aspecto (largo/ancho), son más delgadas y uniformes, pueden ser ligeramente sigmoidales y tener un núcleo rojizo (Figura 25B). Las de mayor tamaño, tienen cristales bien conservados de plagioclasa y cuarzo en su interior, y bordes irregulares con pequeñas terminaciones fibrosas en contacto con la matriz (Figura 25B). En muestra de mano, se encontraron algunas estructuras de material vítreo con formas circulares menores al centímetro de diámetro (textura esferulítica, Figura 25C). En algunos afloramientos, se observó disyunción columnar, con una extensión mínima de 4 m (Figura 25D). Teniendo en cuenta lo anterior, esta

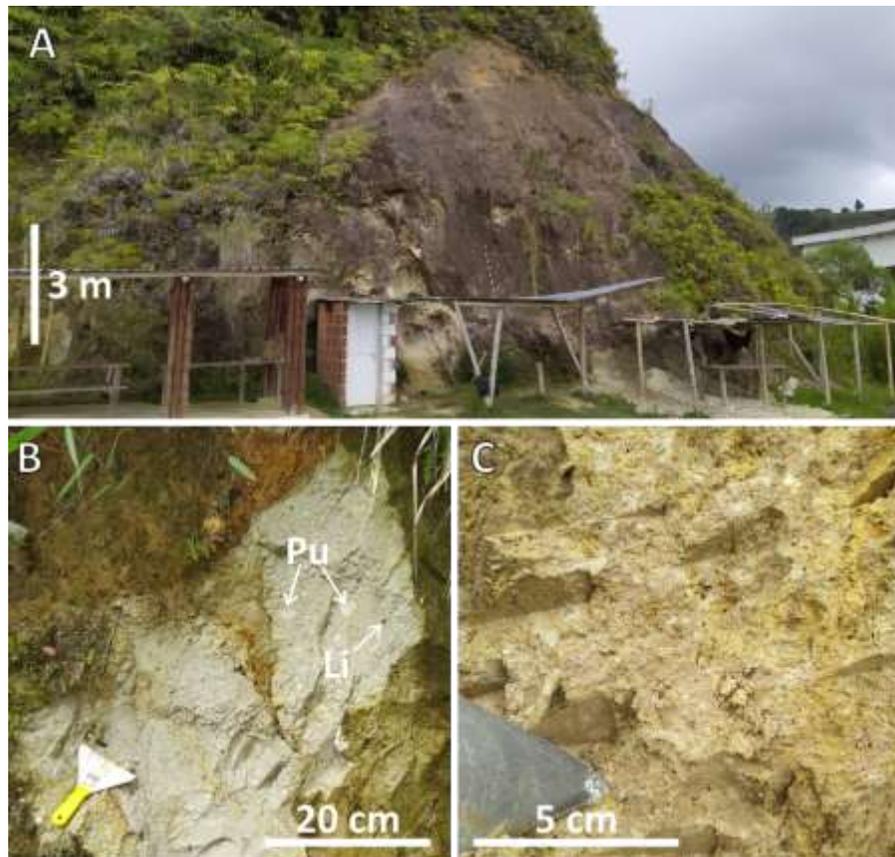
parte del depósito —entre 18 y 183 m— se interpreta como una ignimbrita soldada con facies emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*).



**Figura 25.** Fiammes y disyunción columnar en la Sección IV. **A.** Fragmentos de pómez (**Pu**) alargados y bifurcados en facies emLT. **B.** Fiamme (**Fi**) oscura con núcleo oxidado de tonalidad rojiza y cristales en su interior, la línea blanca resalta los bordes irregulares. **C.** El círculo blanco encierra una estructura vítrea circular de color gris (esferulita), en la parte inferior se observa una fiamme (**Fi**) oscura con núcleo oxidado delimitada por la línea blanca. **D.** Disyunción columnar en facies emLT; las divisiones de la vara tienen 10 cm.

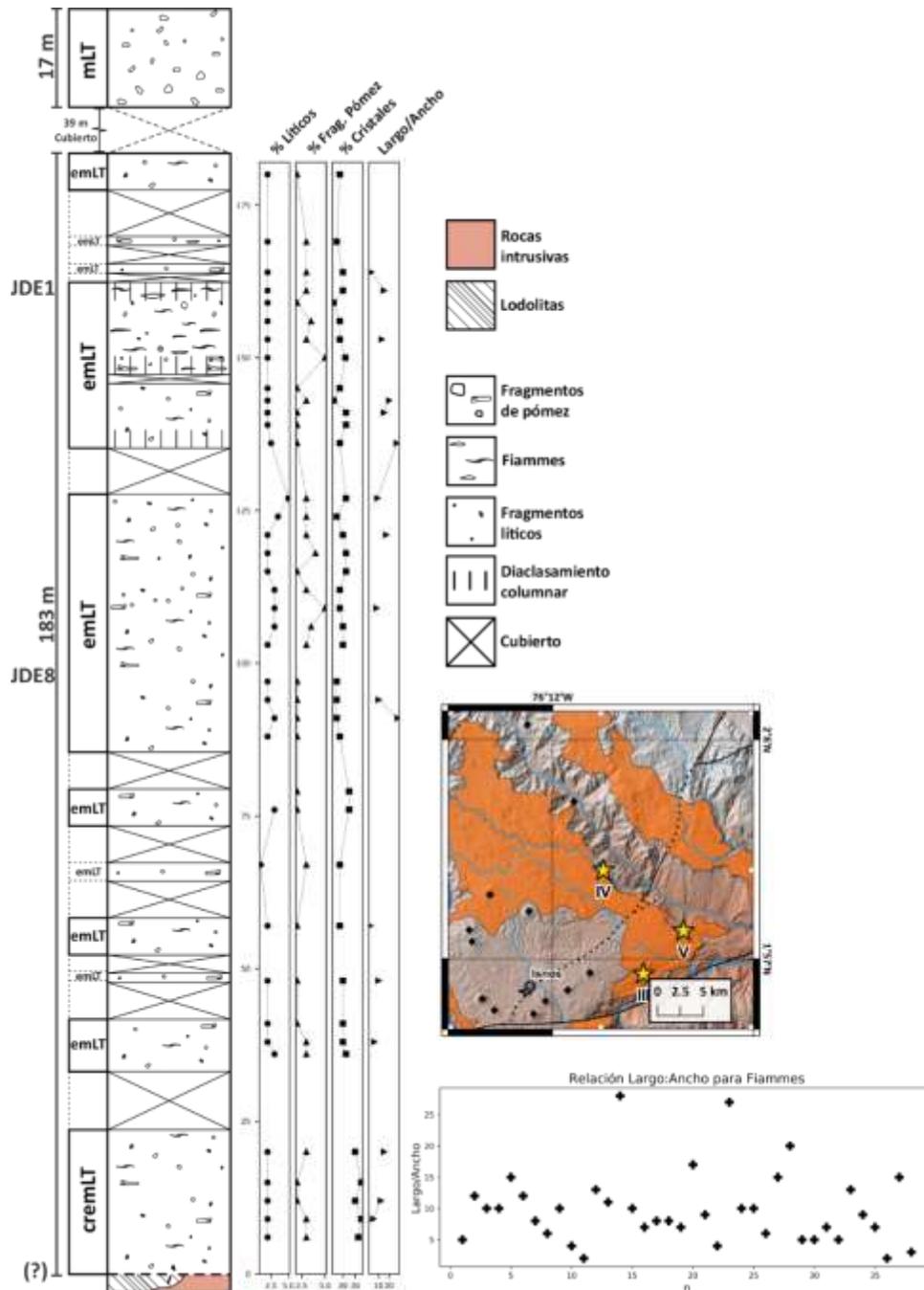
Entre 221 y 237 m el depósito aflora en varios puntos a lo largo de la carretera entre el Hotel Bordonnes y la vereda El Triunfo (Figura 26A). El depósito es masivo, mal seleccionado, está compactado, debido al grado de alteración, tiene coloración entre gris y marrón (Figura 26B, C) y está compuesto por fragmentos de pómez y líticos, embebidos en una matriz alterada con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. El contenido de fragmentos de pómez y líticos es reducido (<5

vol.%). Los fragmentos de pómez son de tamaño lapilli grueso, angulares – subangulares y están alterados (Figura 26B). Los líticos corresponden a fragmentos volcánicos afaníticos de colores oscuros, con morfología angular y de tamaño lapilli medio – grueso. La matriz puede estar muy alterada, sin embargo, se reconocen cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita (<15 vol.%) (Figura 26C). Esta parte de la sección, corresponde una ignimbrita no soldada de facies mLT (*toba-lapilli masiva*) (Figura 26).



**Figura 26.** Afloramientos con facies mLT (Sección IV). **A.** Afloramientos del depósito en estudio en el Hotel Bordones, parte alta de la Sección IV. **B.** Detalle del depósito, se observan algunos fragmentos de pómez (**Pu**) alterados y fragmentos líticos (**Li**) oscuros. **C.** Ignimbrita marrón muy alterada.

En síntesis, el depósito de la Sección IV, correspondería a una ignimbrita con un espesor total de 237 m, generada por la depositación de CDPs concentras, con variaciones litofaciales gradacionales en la vertical, compuesta por una zona soldada de gran espesor hacia la base — descrita por la facies cremLT y emLT—, que pasa gradualmente a una zona compactada (no soldada) de facies mLT hacia la parte superior (Figura 27). La facies emLT es la más representativa y de mayor espesor en esta sección (Figura 27).



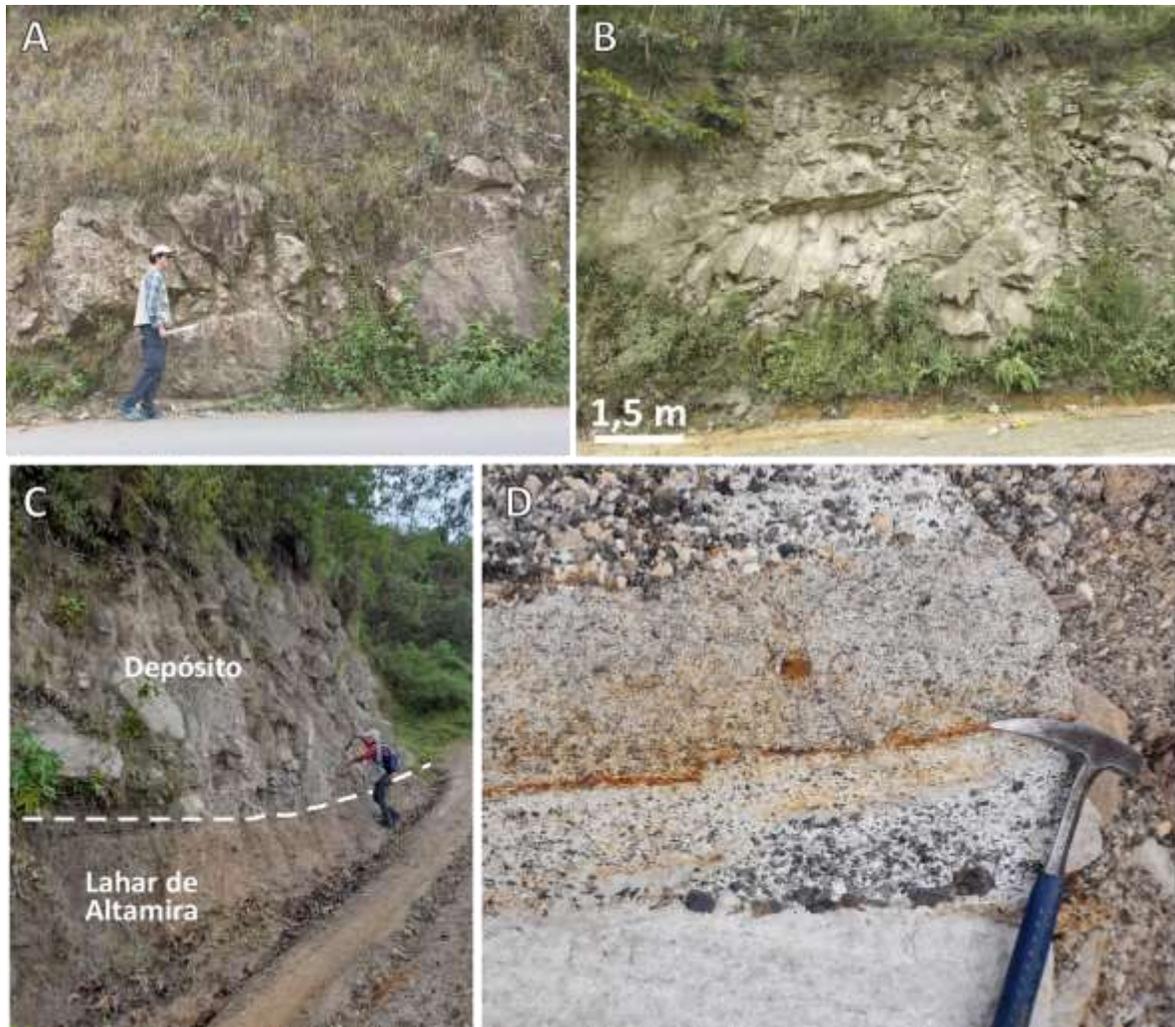
**Figura 27.** Sección IV y sus respectivas facies. JDE1 y JDE8 corresponden a los lugares de las muestras del depósito. La gráfica de la parte inferior representa los valores de relación de aspecto de las fiammes medidas en los afloramientos a lo largo de la sección, con un total de 38 medidas (n).

### 5.1.5. Sección V: Laguna–Bordones

El levantamiento estratigráfico se realizó en los afloramientos de la carretera que va del corregimiento de La Laguna (Pitalito) a la vereda Arrayanes (Isnos). En total, se midió un espesor

aproximado de 185 m, de los cuales, 20 m están cubiertos y no se realizaron medidas. En general, el depósito está compuesto por fragmentos de pómez con diferentes formas y líticos, en una matriz con diferentes tonalidades y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. La tonalidad del depósito varía entre gris a gris violáceo, y presenta fluctuaciones verticales en la concentración de fragmentos de pómez, líticos y de cristales. En este caso, se observaron cuatro facies diferentes y se realizaron 40 mediciones (n) de relación de aspecto (largo/ancho) en fiammes, con valores entre 3 y 15, y un valor promedio de 9.

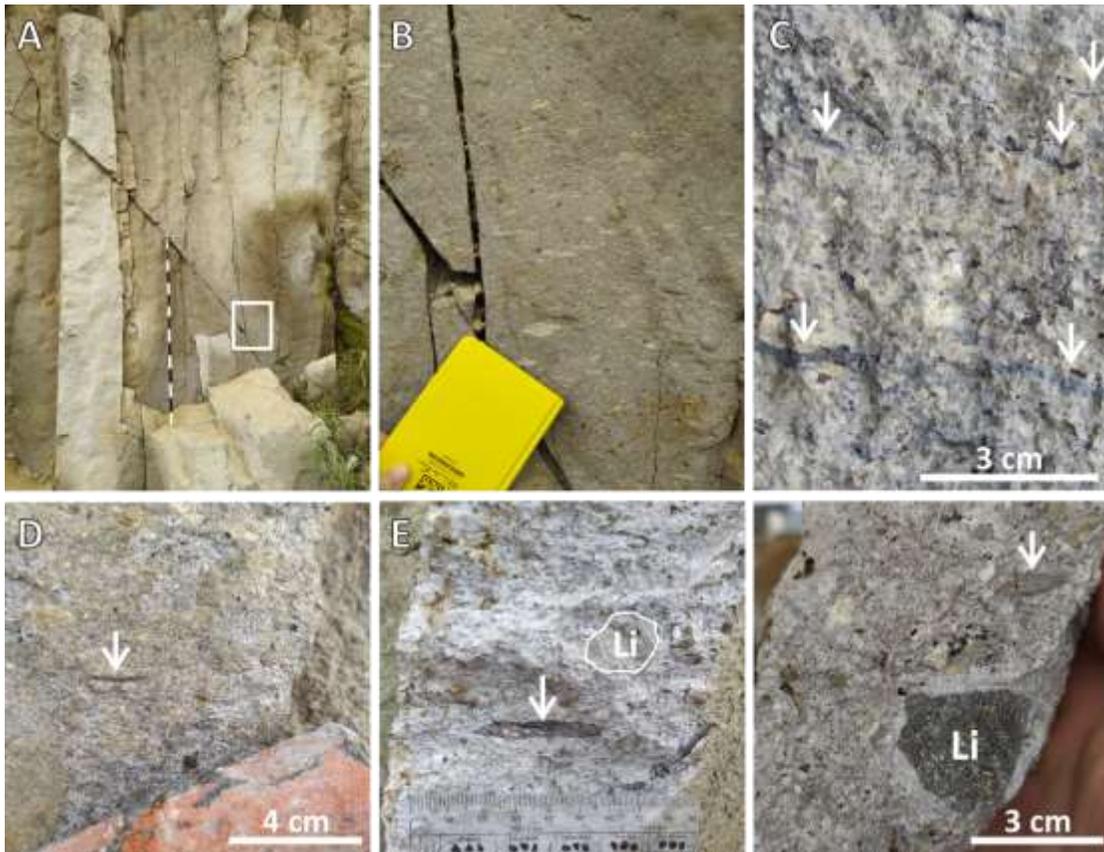
Los primeros afloramientos del depósito están en el corregimiento de La Laguna (Figura 28A, B). No obstante, su base está bien expuesta por la carretera alterna que desciende de la vereda Arrayanes a La Cabaña, donde es posible observar el contacto discordante con el Lahar de Altamira (Figura 28C). En este punto, el Lahar de Altamira es un depósito masivo, matriz-soportado, mal seleccionado, monolitológico, compuesto principalmente por clastos andesíticos, con formas subredondeadas y tamaños entre 10 y 100 cm, es decir, corresponde a un depósito formado por un lahar concentrado o flujo de escombros (Figura 28C). A su vez, el Lahar de Altamira está en contacto discordante con la Formación Palermo (Grupo Chicoral), que está representada por una intercalación de areniscas de color claro, con capas gruesas de conglomerados ricos en guijos bien redondeados de chert oscuro y cuarzo de color blanco, que buzan a ENE (Figura 28D).



**Figura 28.** Base de la Sección V. **A.** Afloramiento diaclasado del depósito en estudio en la entrada suroriental del corregimiento de La Laguna. **B.** Afloramiento del depósito con disyunción columnar al noroccidente de la zona urbana de La Laguna. **C.** Contacto entre el Lahar de Altamira y el depósito en estudio, en la vereda Arrayanes. **D.** Litología de la Formación Palermo cerca del contacto con el Lahar de Altamira.

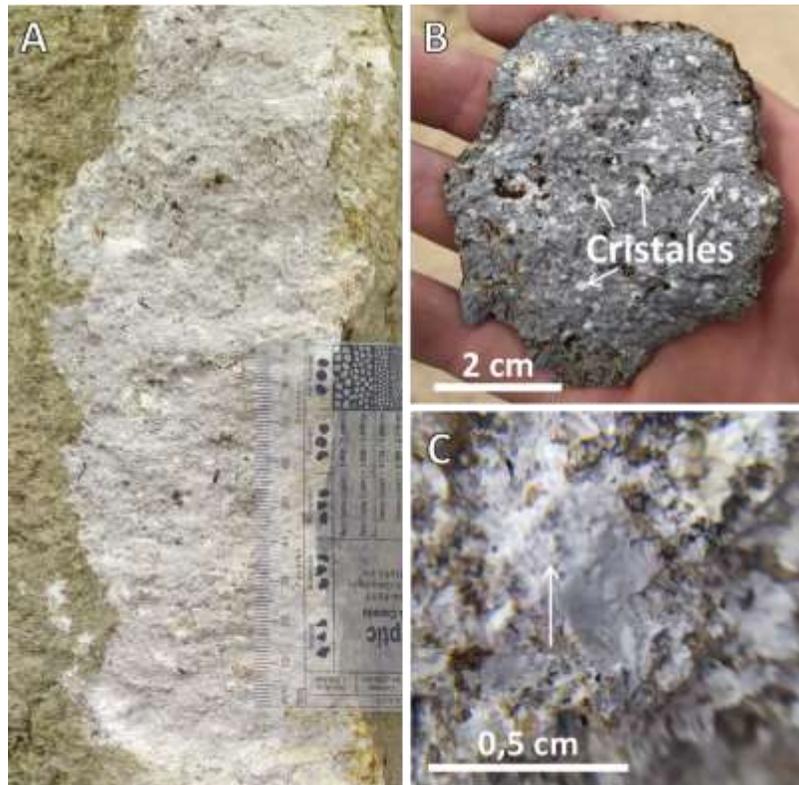
Entre la base y los 157 m de la columna, el depósito tiene tonalidades entre gris a gris violáceo, está compuesto por fragmentos de pómez aplastados y líticos, en una matriz con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. En general, el depósito tiene una textura eutaxítica, dada por la presencia de fiammes orientadas con tonalidades oscuras y claras, y en algunos afloramientos hay disyunción columnar (Figura 29A). A lo largo de este tramo, el depósito presenta ligeras variaciones en los porcentajes de fragmentos de pómez, líticos y cristales. En promedio, la fracción de fragmentos de pómez y líticos no supera el 5 vol.%. Los fragmentos de pómez tienen tonalidades claras, están bien conservados, tienen una morfología alargada con textura fiamme y

pueden tener hasta 8 cm de largo y 3 cm de ancho (Figura 29B). También, se observaron fragmentos de tonalidades oscuras con textura fiamme (Figura 29C); estos tienen mayor relación de aspecto (largo/ancho), morfologías lineales o ligeramente curvadas (Figura 29D), pueden contener cristales de cuarzo y plagioclasa en su interior (Figura 29E), y en algunos casos, poseen un núcleo oxidado de tonalidad rojizo (Figura 29F). La abundancia de fragmentos con textura fiamme fluctúa entre la base y los 157 m de la columna. En las figuras 29A y B se observan algunos ejemplos del depósito con abundantes fiammes de color oscuro y claro, ubicados entre la parte media y alta de la columna. Los fragmentos líticos son angulares – subangulares, tienen tamaño lapilli fino – grueso y corresponden principalmente a fragmentos volcánicos, ya sea, con textura afanítica (Figura 29E) o porfírica (Figura 29F).



**Figura 29.** Fragmentos de pómez, líticos y fiammes en la Sección V. **A.** Afloramiento con desarrollo de disyunción columnar; las divisiones de la vara tienen 10 cm. **B.** Depósito con abundantes fiammes de tonalidad clara (facies *fiamLT*). **C.** Muestra con abundantes fiammes de tonalidad oscura, indicadas por las flechas blancas (facies *fiamLT*). **D.** Depósito gris con fiammes oscuras, la flecha apunta a una con una forma curvada. **E.** Fiamme oscura (flecha blanca) con cristales internos bien formados y fragmento lítico volcánico afanítico (**Li**); las divisiones de la escala están en mm. **F.** Fragmento lítico volcánico porfírico (**Li**), con cristales de plagioclasa y fiamme oscura parcialmente alterada con núcleo rojizo (flecha blanca).

En muestra de mano, los cristales de plagioclasa y cuarzo son los más abundantes, seguidos de la biotita. En algunos afloramientos, la plagioclasa y el cuarzo alcanzan hasta 6 mm. En general, su concentración fluctúa entre 10 y 20 vol.% (Figuras 30A, B). En la parte central de la Figura 30C, se observa una textura sobre material vítreo de la matriz compuesta por el solapamiento de varios espacios con formas semiesféricas. Así, este tramo entre la base y los 157 m, corresponde a un depósito con facies emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*). No obstante, entre los 90 y 128 m, la abundancia de fragmentos con textura fiamme en el depósito es relativamente mayor y corresponde a facies *fiemLT* (*toba-lapilli masiva eutaxítica rica en fiammes*); entre 128 y 135 m, hay un ligero incremento en el contenido de fragmentos líticos descrito por la facies *lemLT* (*toba-lapilli masiva eutaxítica rica en líticos*).

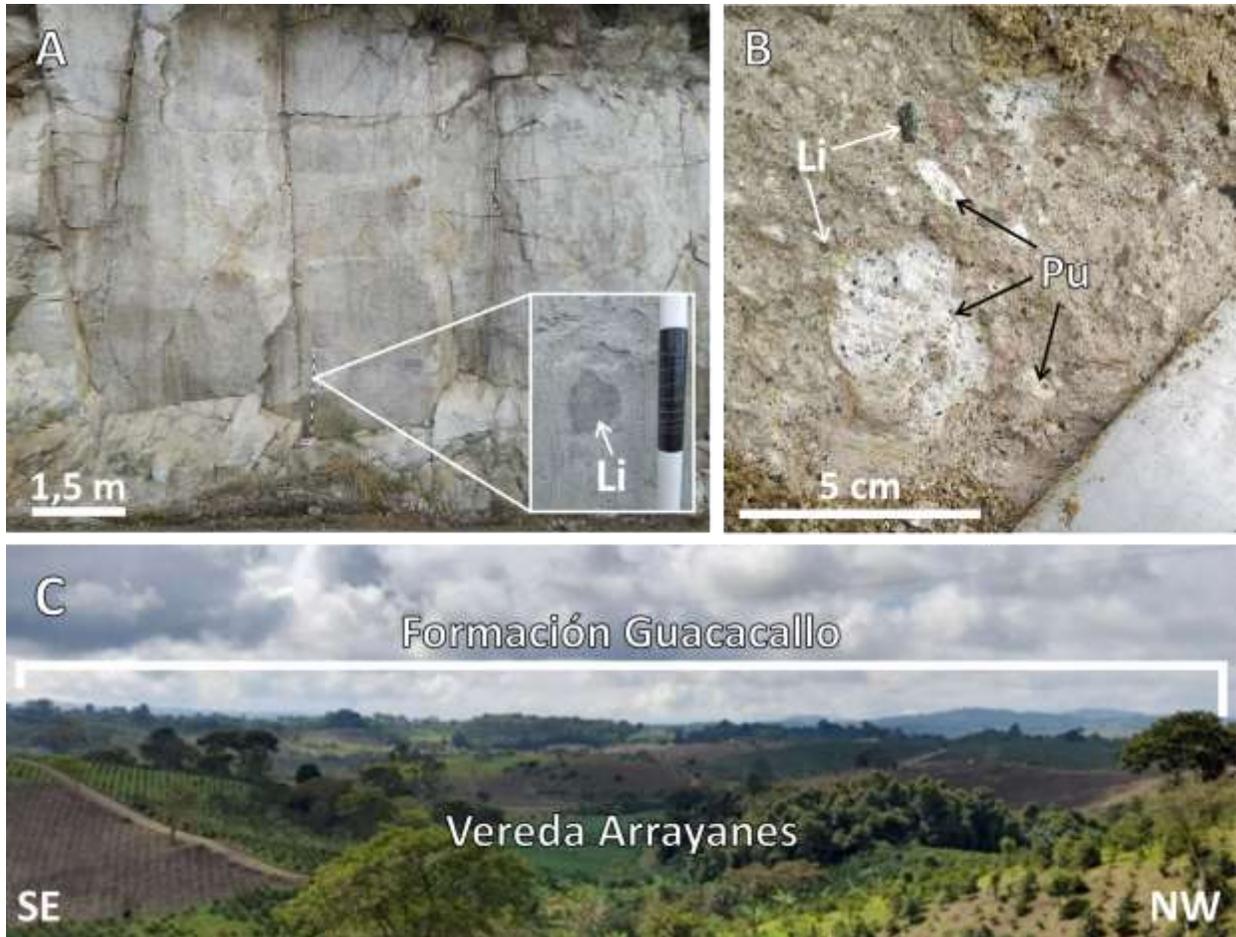


**Figura 30.** Variaciones en el contenido de cristales en facies emLT (Sección V). **A.** Muestra de color gris con bajo contenido de cristales; las divisiones de la estala están en mm. **B.** Muestra con abundantes cristales de cuarzo y plagioclasa. **C.** Textura con marcas circulares sobre material vítreo de la matriz (flecha) en facies emLT.

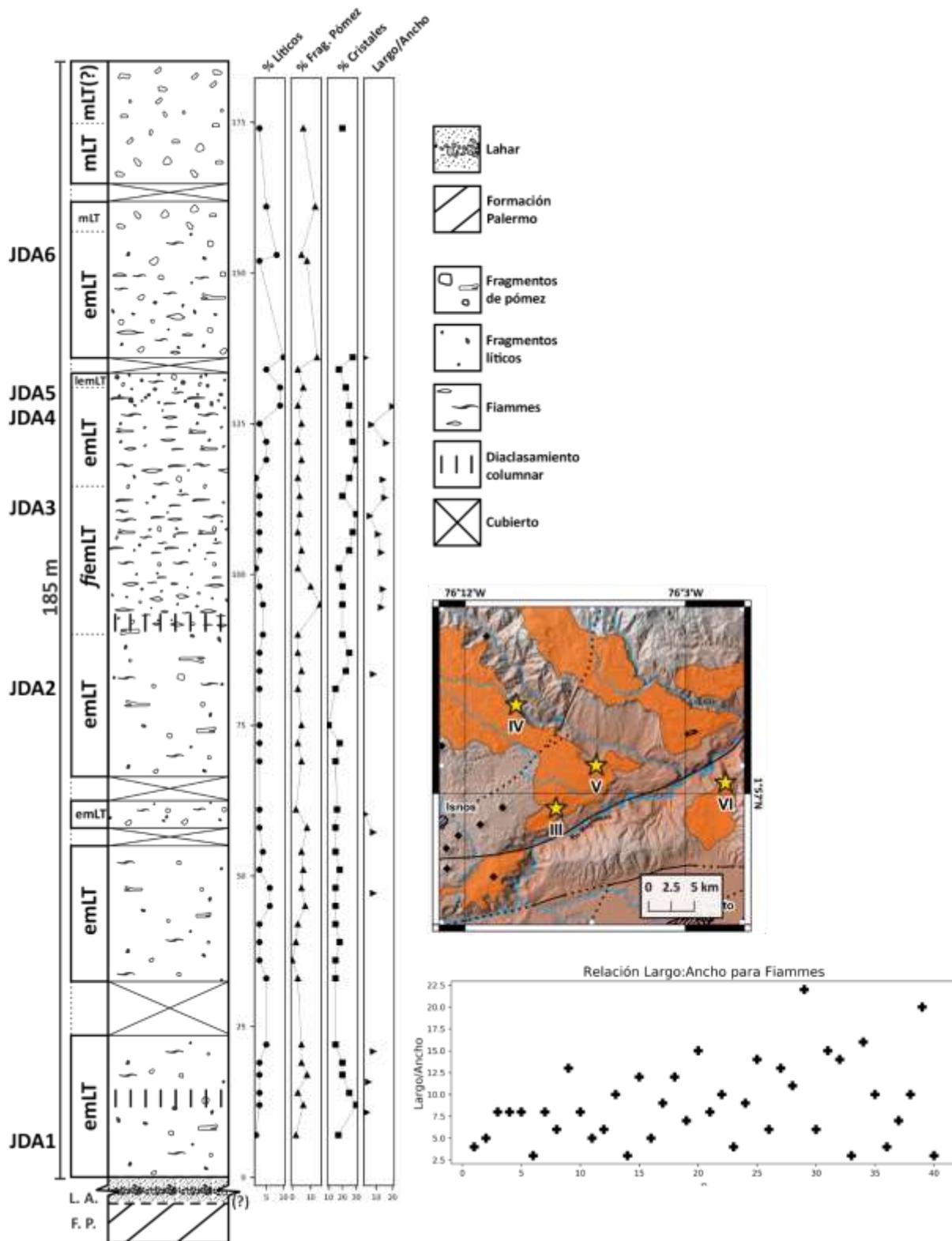
Entre 157 y 184 m de la columna, el depósito tiene tonalidades grises, es masivo y mal seleccionado (Figura 31A, B). En la parte alta de la sección, el depósito está muy alterado y

adquiere tonalidades terrosas-oxidadas, donde el desarrollo de suelo puede alcanzar varios metros (Figura 31B). En general, este tramo se caracteriza por la presencia de fragmentos de pómez (<5 vol.%) con formas subangulares – angulares, tamaños entre lapilli grueso y bomba fina, y tonalidades claras (Figura 31B). El contenido de fragmentos líticos volcánicos con formas angulares y tamaño lapilli medio, alcanza 3 vol.% (Figura 31B). Debido al grado de alteración, la cantidad de cristales en la matriz no es clara, no obstante, se observaron cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Esta parte del depósito, corresponde a la facies mLT (*toba-lapilli masiva*). Esta parte del depósito ha sido fuertemente disectada y forma un paisaje colinado característico de la zona (Figura 31C).

En conclusión, el depósito de la Sección V se puede interpretar como una ignimbrita continua, con un espesor aproximado de 185 m, relativamente uniforme y con cambios faciales gradacionales en la vertical, compuestos por una zona soldada hacia la base de mayor espesor, descrita por las litofacies emLT, *f*emLT y lemLT, que cambia de forma gradual a una zona compactada (no soldada) hacia la parte superior, descrita por la litofacies mLT (Figura 32). La litofacies emLT es la de mayor espesor y la más representativa de la sección. Las litofacies *f*emLT y lemLT aparecen de forma subordinada en algunos afloramientos en medio de la litofacies emLT (Figura 32).



**Figura 31.** Litofacies mLT de la Sección V. **A.** Afloramiento con aproximadamente 8 m de alto, cerca del sitio conocido como El Mirador, vereda Arrayanes; el recuadro blanco es un acercamiento del afloramiento donde se aprecia un lítico volcánico (**Li**) tamaño bloque fino (las divisiones de la vara tienen 10 cm). **B.** Depósito masivo, alterado y matriz-soportado, con fragmentos de pómez (**Pu**) subangulares – angulares y líticos (**Li**) tamaño lapilli. **C.** Panorámica del paisaje colinado en la parte alta de la sección, vereda Arrayanes (Isnos).

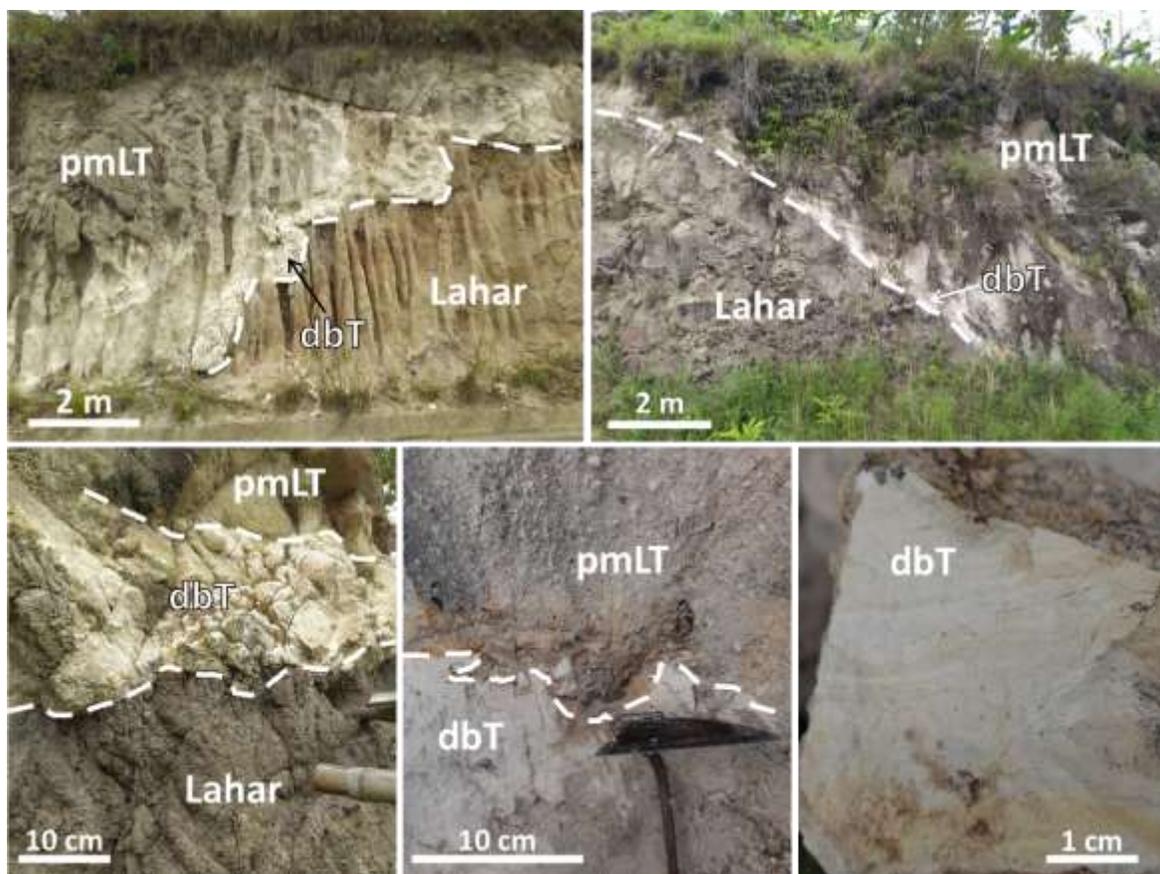


**Figura 32.** Sección V y sus respectivas litofacies. JDA1 – JDA6 corresponden a los lugares donde se tomaron las muestras del depósito. La gráfica en la parte inferior muestra la distribución de la relación de aspecto para fiammes medida en campo, con un total de 40 medidas (n). (L.A.) Lahar de Altamira; (F. P.) Formación Palermo.

### 5.1.6. Sección VI: Guacacallo

El levantamiento estratigráfico se realizó al norte del corregimiento de Guacacallo por la vía que conduce al poblado de Oritoguaz. En total, la columna estratigráfica cuenta con un espesor máximo de 56 m. En general, el depósito está compuesto por fragmentos de pómez y líticos, embebidos en una matriz tamaño ceniza, con abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. La mayor parte del depósito es masivo, tiene tonalidades grises a gris violáceo y presenta variaciones verticales en el contenido de fragmentos de pómez y cristales. En esta sección se observaron tres litofacies diferentes.

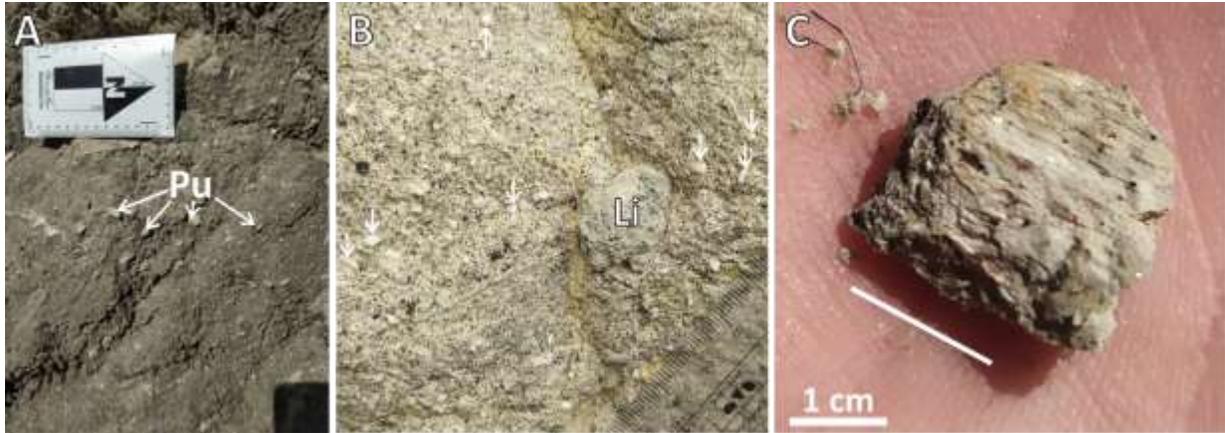
En esta localidad, la Formación Guacacallo reposa de forma discordante sobre un paleosuelo de color marrón violáceo desarrollado en el Lahar de Altamira; dicho contacto, puede tener una forma irregular (Figura 33A) o plana (Figura 33B). Hacia la base del depósito en estudio, hay una capa gruesa con espesores irregulares (entre 0.2 y 1 m), limitada por contactos erosivos entre el Lahar de Altamira y la litofacies superior (Figura 33C), de tonalidades claras, compuesta por material bien seleccionado tamaño ceniza fina – media y que en algunos afloramientos se observa masiva (Figura 33D). Sin embargo, en muestra de mano es posible observar capas muy delgadas con espesores irregulares (entre 1 y 3 cm) diferenciadas por cambios en la tonalidad y tamaño de grano (Figura 33E). También, es posible reconocer algunos cristales oscuros de biotita (~1 mm). En general, esta parte del depósito corresponde a la litofacies dbT (*ceniza con capas difusas*).



**Figura 33.** Base de la Sección VI. **A.** Contacto irregular (línea a trazos) entre las litofacies pmLT y dbT del depósito con el Lahar de Altamira. **B.** Contacto plano (línea a trazos) entre el Lahar de Altamira y litofacies dbT y pmLT. **C.** Capa de color blanco con litofacies dbT sobre paleosuelo de color marrón desarrollado en el Lahar de Altamira. **D.** Contacto erosivo (línea a trazos) entre la litofacies dbT y pmLT, **E.** Muestra JDK4 tomada de litofacies dbT, nótese el ligero desarrollo de capas muy delgadas (entre 1 y 3 cm).

Directamente sobre la litofacies de anterior (litofacies dbT), hasta los 15 m, el depósito está compactado, es masivo, matriz-soportado y mal seleccionado (Figura 34A), y está compuesto por fragmentos de pómez y líticos volcánicos, dentro de una matriz tamaño ceniza, de tonalidades grises y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 34B). El contenido de fragmentos de pómez fluctúa entre 5 y 15 vol.%, tienen formas angulares – subangulares, tamaños entre lapilli fino – grueso, están ligeramente alterados y presentan vesículas muy alargadas con morfología tubular (Figura 34C). El porcentaje de líticos volcánicos no supera el 5 vol.%, estos pueden estar alterados y en general, son angulares – subangulares, con tamaños lapilli grueso (Figura 34B). Los cristales pueden alcanzar hasta el 20 vol.% y están compuestos principalmente por plagioclasa, cuarzo y biotita. Algunos cristales de cuarzo y plagioclasa pueden alcanzar hasta 8 mm (Figura 34B). De esta forma, esta parte se interpreta como una ignimbrita compactada (no soldada) con

litofacies pmLT (*toba-lapilli masiva rica en pómez*). Entre los 15 y los 27 m, la unidad ha sido erosionada y no fue posible tomar de datos.

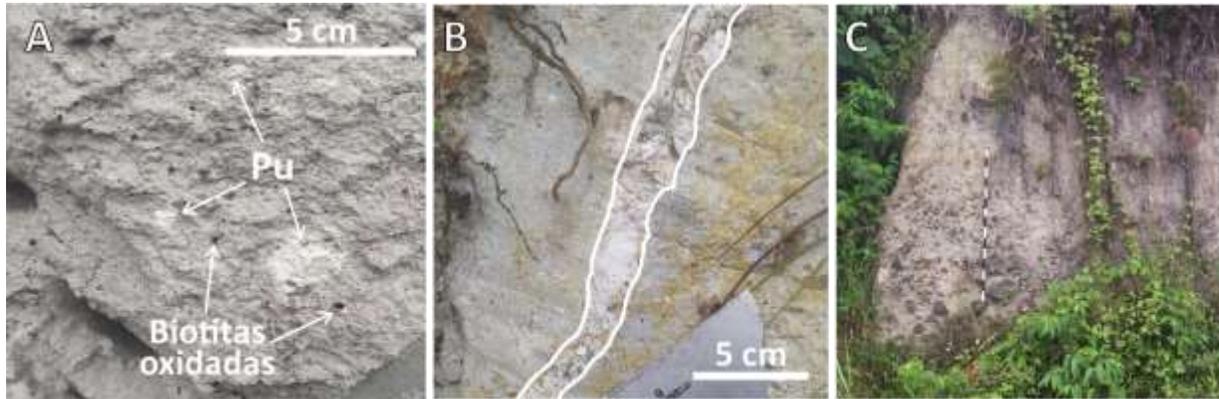


**Figura 34.** Componentes de la litofacies pmLT (Sección VI). **A.** Depósito masivo, con abundantes fragmentos de pómez (**Pu**) cerca de la base (pmLT). **B.** Depósito rico en cristales de cuarzo y plagioclasa (los de mayor tamaño están señalados por flechas blancas) hacia la base de la sección, y lítico volcánico (**Li**); las divisiones de la escala están en mm. **C.** Fragmento de pómez tubular (la línea delgada representa la dirección de las vesículas) tomado en los afloramientos con litofacies pmLT.

Entre 27 y 56 m de la columna, el depósito es masivo, matriz-soportado y mal seleccionado. En general, está compuesto por fragmentos de pómez y líticos, en una matriz con coloraciones gris violáceo a gris muy claro (dependiendo del grado de alteración), y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 35A). Los fragmentos de pómez están muy alterados, son angulares, de tamaño lapilli medio principalmente (Figura 35A) y en algunos casos es posible reconocer la morfología tubular de las vesículas. Los líticos son escasos, representan cerca del 2 vol.% y son de origen volcánico, tienen tamaños lapilli medio y formas subangulares. El contenido de cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita es reducido (<5 vol.%), en las partes más alteradas solo se reconocen los cristales oxidados de biotita (Figura 35A). En los últimos 10 m de la columna, el depósito está muy alterado, tiene un contenido alto de material arcilloso y algunas partes vetiformes compuestas por material arcilloso de color gris (Figura 35B). Aun así, es posible reconocer fragmentos de pómez, líticos volcánicos y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Así, el tramo entre 27 y 56 m corresponde a la litofacies mLT (*toba-lapilli masiva*).

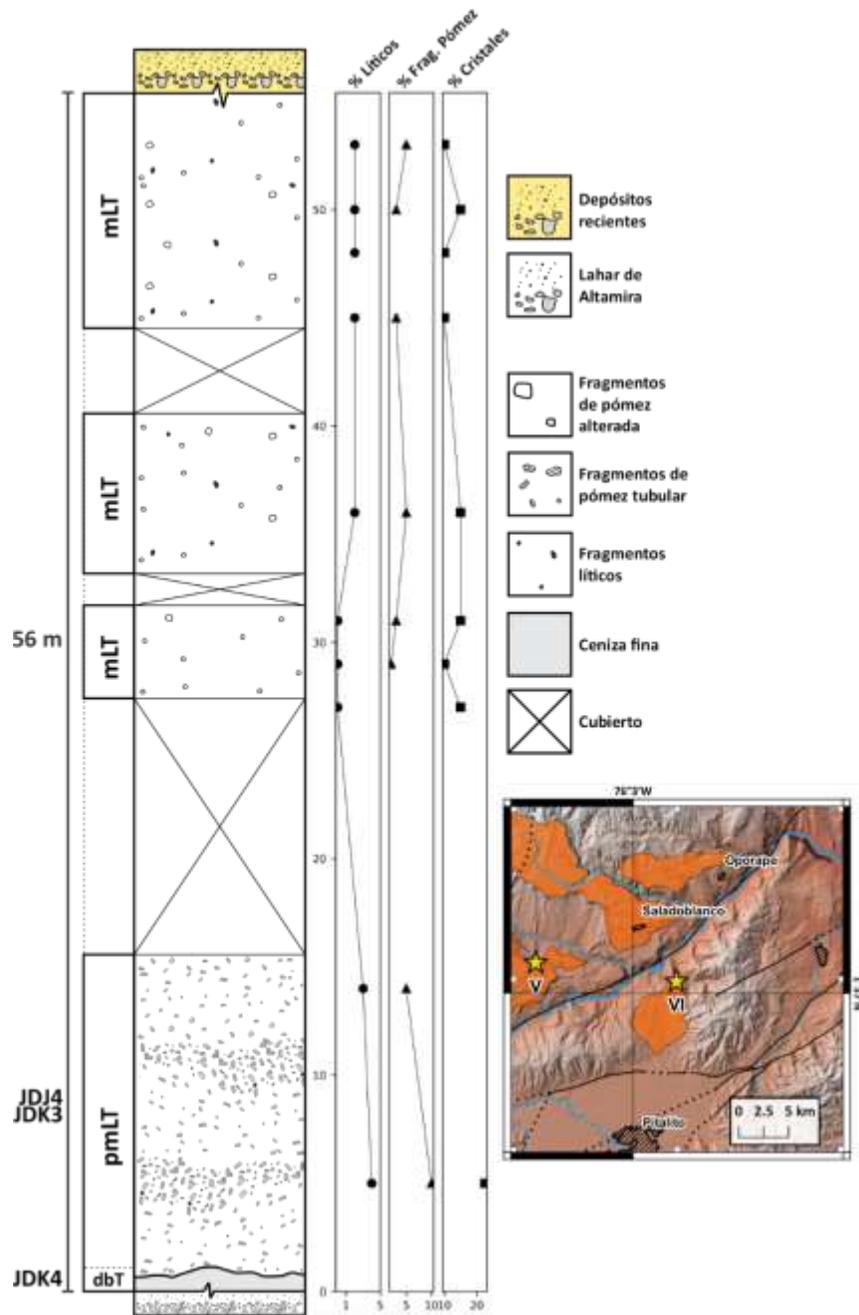
Hacia el norte de Guacacallo, el depósito ha sido erosionado y está cubierto por depósitos epiclásticos recientes (Figura 35C). Dichas capas tienen espesores observables entre 4 y 5 m, y están compuestas por niveles de arenisca con laminación inclinada, ricos en cuarzo subredondeado

y algunos minerales oscuros, intercalados con niveles conglomeráticos, matriz-soportados y mal seleccionados, compuestos por fragmentos volcánicos y metamórficos bien redondeados (tamaño guijo y guijarro), con gradación normal a niveles tamaño arena (Figura 35C).



**Figura 35.** Litofacies mLT (Sección VI). **A.** Depósito compactado de color gris violáceo, con fragmentos de pómez (**Pu**) tamaño lapilli (mLT) y cristales de biotita muy oxidados. **B.** Depósito gris, muy alterado ubicado hacia los últimos 10 m de la sección (mLT), las líneas blancas resaltan un espacio vetiforme compuesto por material secundario. **C** Depósito epiclástico, con gradación normal, que cubre el depósito en estudio hacia la parte superior de la sección; las marcas de la vara tienen 10 cm.

En general, el depósito de la Sección VI se interpreta como una ignimbrita no soldada, con un espesor mínimo de 56 m y variaciones litofaciales internas gradacionales (Figura 36). De base a techo, las litofacies son dbT, pmLT y mLT (Figura 36). El alto contenido de material arcilloso de la parte superior de la sección tendría un origen secundario. La litofacies dbT, ubicada hacia la base, se habría formado a partir de una CDP diluida. Por otro lado, las litofacies pmLT y mLT son las más representativas de la sección y se formaron por la depositación de CDPs concentradas.



**Figura 36.** Sección VI y sus respectivas litofacies. JDJ4, JDK3 y JDK4 lugares donde se tomaron muestras del depósito.

### 5.1.7. Sección VII: La Argentina

En este caso se realizó una columna estratigráfica compuesta con los afloramientos localizados al noroccidente del casco urbano del municipio de La Argentina (Huila), por la vía secundaria que desciende al río Loro y conduce a la vereda San Rafael. En general, se midió un

espesor de 111 m en donde se reconocieron dos litofacies. El depósito tiene colores grises – violáceos, es masivo, mal seleccionado y está constituido por fragmentos de pómez y líticos de diferentes tipos, embebidos en una matriz de color gris violáceo, con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Se realizaron medidas de relación de aspecto (largo/ancho), principalmente en fiammes de color claro —las fiammes de color oscuro no son tan claras en muestra de mano— para un total de 10 medidas (n), con valores entre 3 y 14, y un valor promedio de 9.

La base de la columna se observó al nororiente de La Argentina (~7 km) en el puente donde el río Loro desemboca en el río Aguacatal y forman el río de La Plata. En dicho punto, hay un afloramiento donde el depósito en estudio reposa discordantemente sobre rocas sedimentarias verticalizadas (Figura 37A). A lo largo de los afloramientos trabajados, los fragmentos de pómez son escasos (<3 vol.%), están alterados, tienen tamaños entre lapilli medio – grueso, formas angulares – subangulares y en algunos casos, tienen textura fiamme (Figura 37B). Los fragmentos líticos (<5 vol.%) son volcánicos, plutónicos y metamórficos, tienen formas angulares – subangulares, tamaños entre lapilli fino – grueso y en algunos casos, bloque fino (Figura 38C). En muestra de mano, la fracción de cristales (hasta 15 vol.%) está representada por plagioclasa, cuarzo y biotita, en algunos casos, pueden medir hasta 5 mm (Figura 37D). A diferencia de las otras secciones, el contenido de fiammes es bajo, principalmente están formadas por fragmentos de pómez de color claro y alterados (Figura 37B), las fiammes oscuras son escasas, tienen pocos milímetros de ancho y no superan 3 cm de largo.



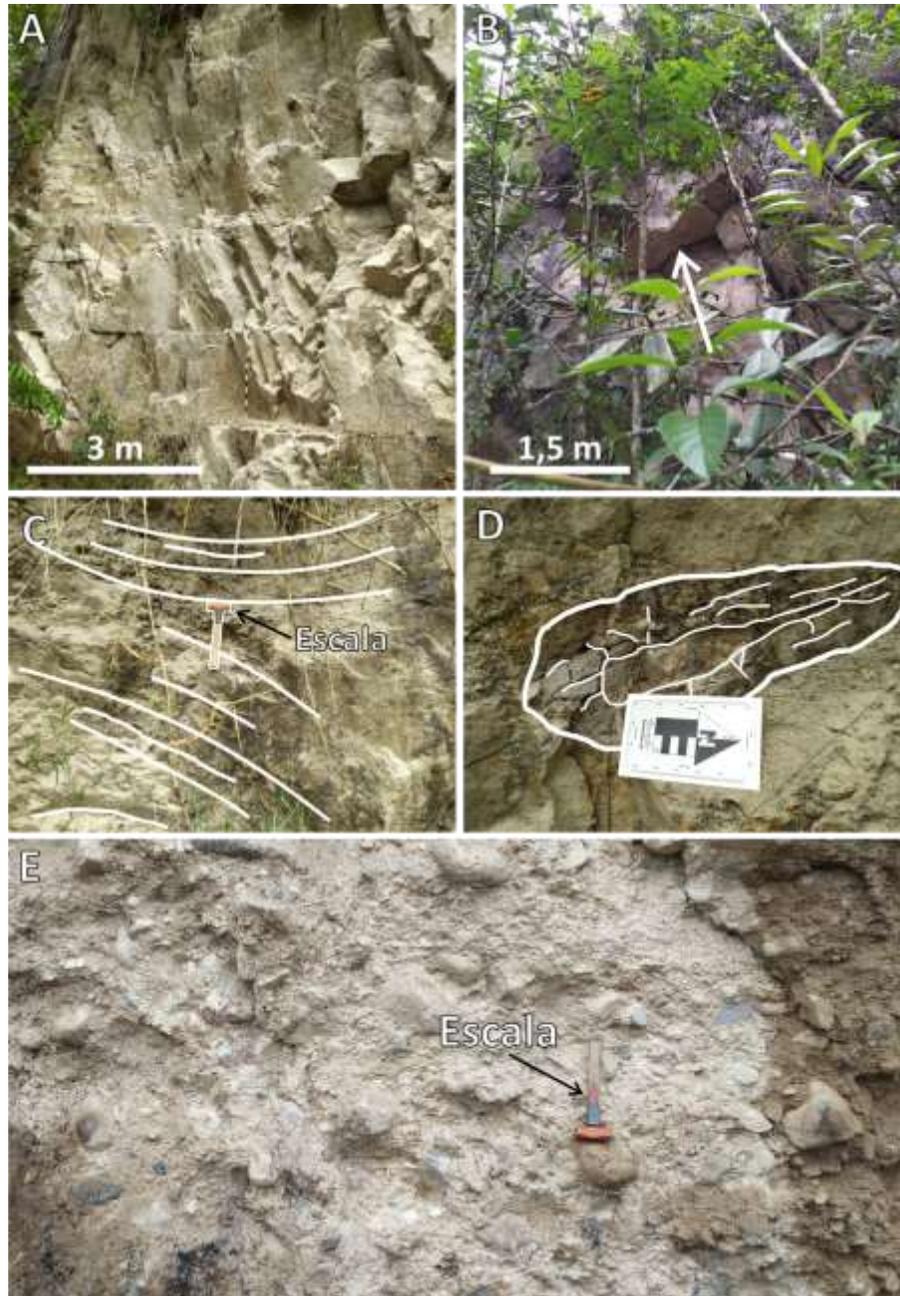
**Figura 37.** Contacto inferior y principales componentes del depósito (Sección VII). **A.** Contacto discordante (línea a trazos) entre el depósito y rocas sedimentarias verticalizadas. **B.** Fragmento de pómez (**Pu**) alargada (fiamme) y lítico (**Li**) volcánico tamaño lapilli grueso. **C.** Afloramiento con varios fragmentos líticos angulares de diferentes tipos. **D.** Depósito gris y muy alterado, con cristales de plagioclasa y biotita bien conservados.

En algunos afloramientos, el depósito presenta disyunción columnar, cuyos bloques tienen grosores entre 0.5 y 1 m (Figura 38A), pueden estar curvados y tener caras basales con formas poligonales de cuatro y cinco lados (Figura 38B). Aproximadamente entre 50 y 64 m, el depósito tiene un color violáceo y una serie de fracturas casi horizontales, con formas cóncavo-convexas (Figura 38C) y se reconocen algunas fiammes oscuras. Además, hay una estructura con forma ovoide, compuesta por material afanítico, de color gris oscuro, es alargada en la horizontal, tiene aproximadamente 50 cm de largo y 17 cm de ancho (Figura 38D). Internamente, tiene una estructura concéntrica compuesta por un núcleo y una capa externa con venas radiales de color blanco muy alteradas (Figura 38D). Esta estructura se interpreta como una litofisa altamente meteorizada. Considerando lo anterior, el espesor total del depósito corresponde a la litofacies

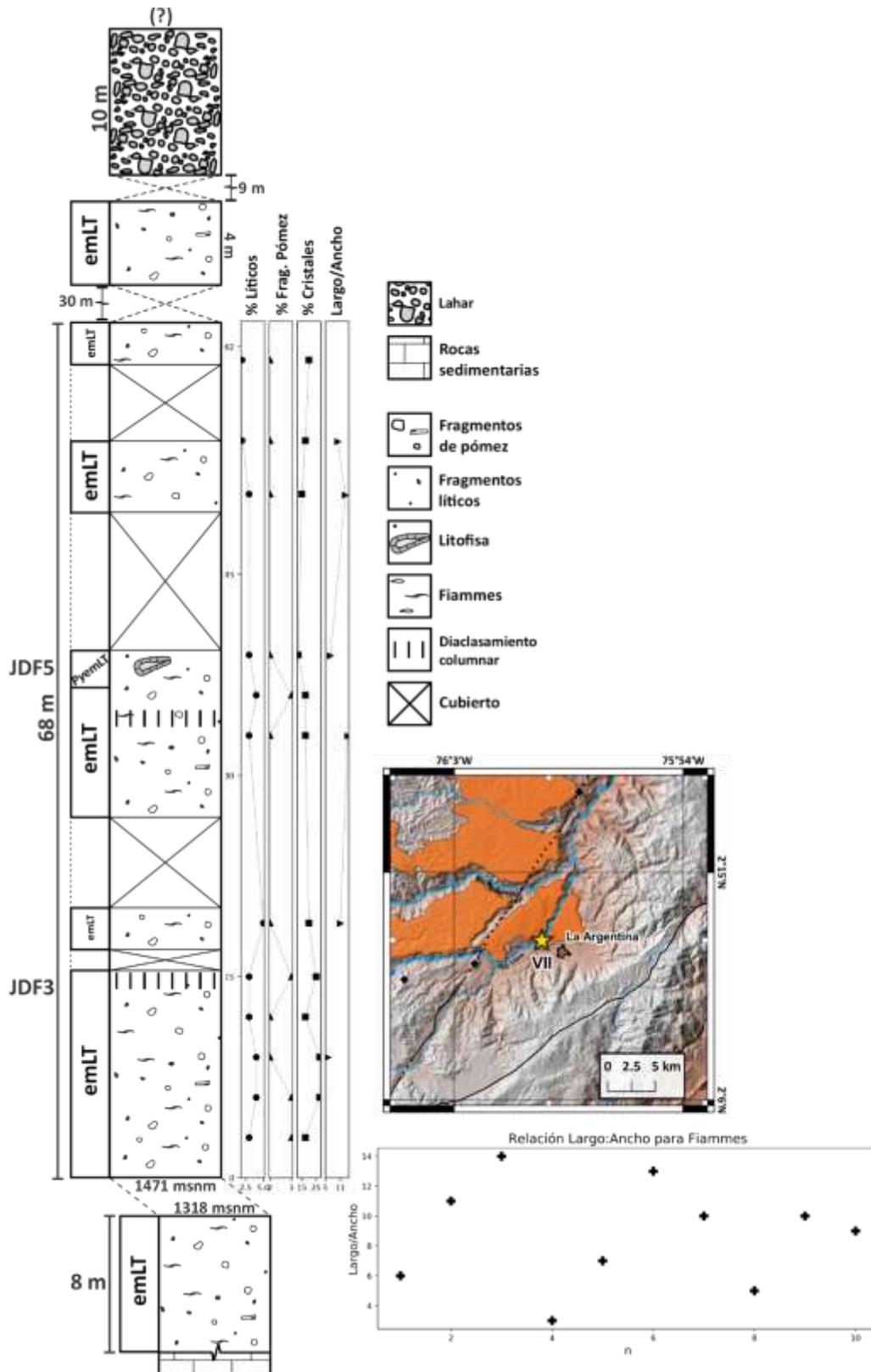
emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*). Sin embargo, el tramo comprendido entre 50 y 64 m — donde se ubica la litofisa de la Figura 38D) corresponde a litofacies *PyemLT (toba-lapilli masiva eutaxítica con litofisas)*.

En la parte alta de la zona trabajada, hay un depósito de material re TRABAJADO, con un espesor aproximado de 10 m y que aflora sobre la litofacies anterior (Figura 38E). Dicho depósito es heterolitológico (clastos volcánicos y plutónicos), masivo, matriz-soportado, mal seleccionado y tiene clastos bien redondeados. La matriz está compuesta por material alterado tamaño arena, con cierta proporción de arcillas, y presenta tonalidades marrones claro (Figura 38E) y se interpreta como un depósito de lahar concentrado.

En síntesis, el depósito se interpreta como una ignimbrita soldada, descrita principalmente por la litofacies emLT, relativamente uniforme en la vertical, generada a partir de CDPs concentradas, emplazadas a altas temperaturas (>500 °C) (Figura 39).



**Figura 38.** Disyunción columnar, litofacies *PyemLT* y parte superior de la Sección VII. **A.** Afloramiento con disyunción columnar irregular, cortadas por diaclasas horizontales. **B.** Disyunción columnar bien desarrollada, la flecha indica las caras basales de las columnas y su dirección. **C.** Afloramiento con diaclasas cóncavo-convexas (líneas blancas) en litofacies *emLT*. **D.** Litofisura en litofacies *PyemLT*; la flecha de la escala tiene 10 cm. **E.** Depósito de lahar concentrado ubicado en la parte alta de la Sección VII; la escala corresponde a un mazo que tiene ~30 cm de largo.



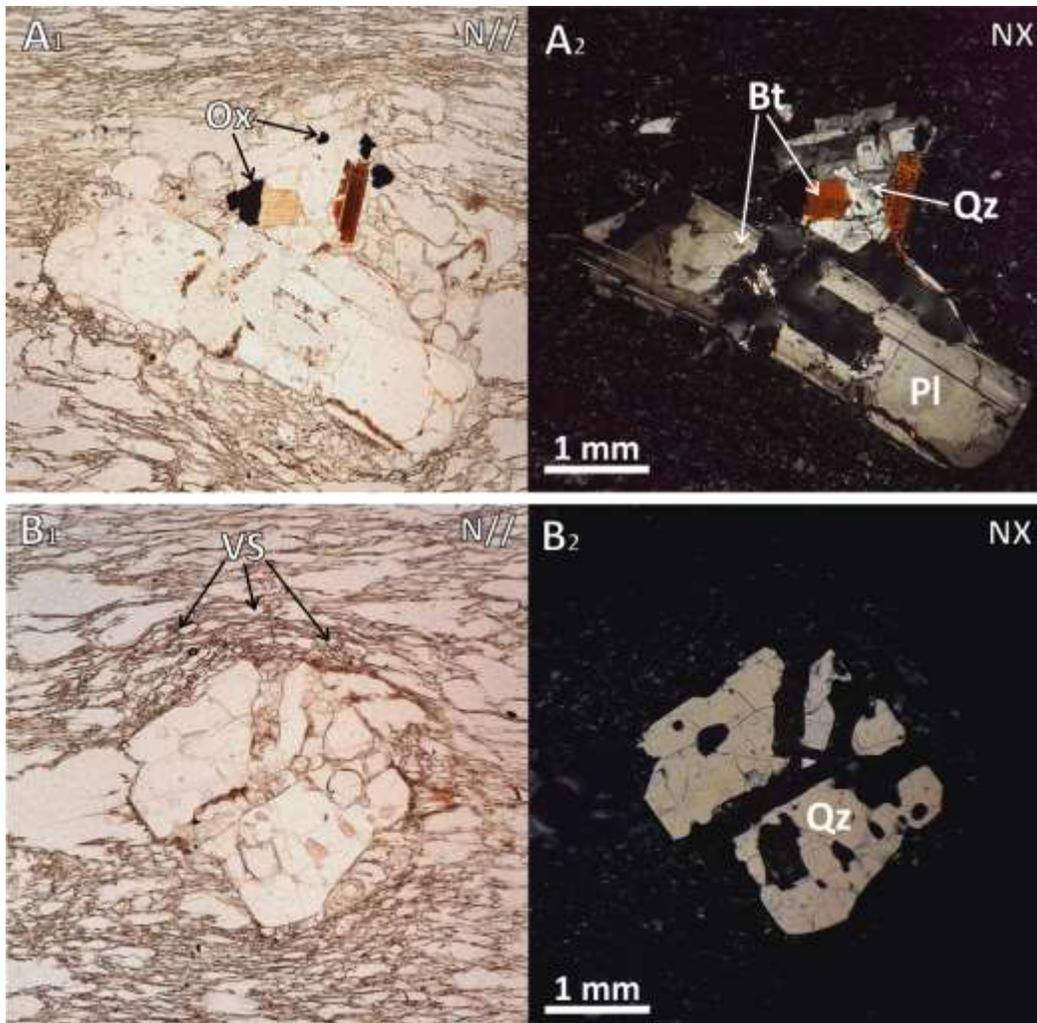
**Figura 39.** Sección VII y sus respectivas litofacias. JDF3 y JDF5 lugares donde se tomaron muestras del depósito. La gráfica inferior es la distribución de la relación de aspecto medida en fiammes, con un total de 10 medidas (n).

## 5.2. Petrografía

### 5.2.1. Sección II: Junín–Isnos

En la Sección II se realizó la descripción petrográfica de un fragmento de pómez tomado de un afloramiento con litofacies pmLT (*toba-lapilli masiva rica en pómez*; JDH1) y del depósito con litofacies mLT (*toba-lapilli masiva*; JDH4).

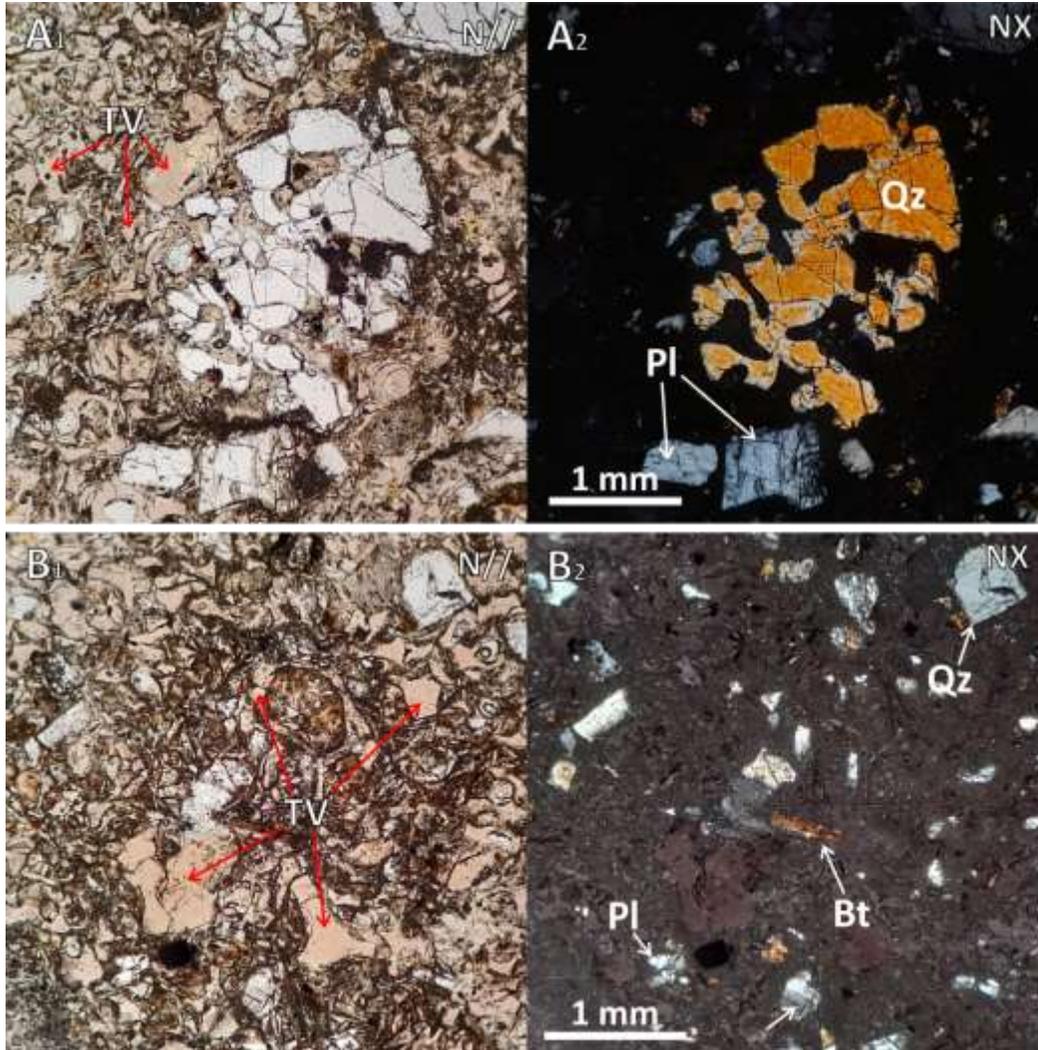
El fragmento de pómez (JDH1) tiene una textura general porfirítica, con una masa fundamental vítrea y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. La masa fundamental tiene vesículas muy alargadas, con diámetros  $<0,2$  mm y formas tubulares orientadas en una dirección preferencial (Figura 40A). Alrededor de los fenocristales y microfenocristales, las vesículas tienen una morfología más circular (Figura 40B). La textura glomeroporfirítica reúne fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti (Figura 40A), mientras que la textura poquilítica está compuesta por microfenocristales de biotita y óxidos dentro de fenocristales de plagioclasa (Figura 40A). Los fenocristales de plagioclasa tienen tamaños entre 0,5 y 2 mm, formas subhedrales, maclas polisintéticas y en algunos casos, zonación (Figura 40A). Los cristales de cuarzo tienen tamaños entre 0,5 y 2 mm y en general, tienen una textura de reabsorción (Figura 40B). Los cristales de biotita tienen tamaños  $\leq 1$  mm y formas subhedrales a anhedrales.



**Figura 40.** Pómez del depósito con litofacies pmLT (muestra JDH1; Sección II). **A.** Textura glomeroporfírica compuesta por plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), biotita (Bt) y óxidos de Fe-Ti, rodeados por una masa fundamental vítrea. **B.** Cristal de cuarzo (Qz) con textura de reabsorción y vidrio en su interior, nótese las vesículas semicirculares (VS) alrededor del cristal. N// y NX: nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

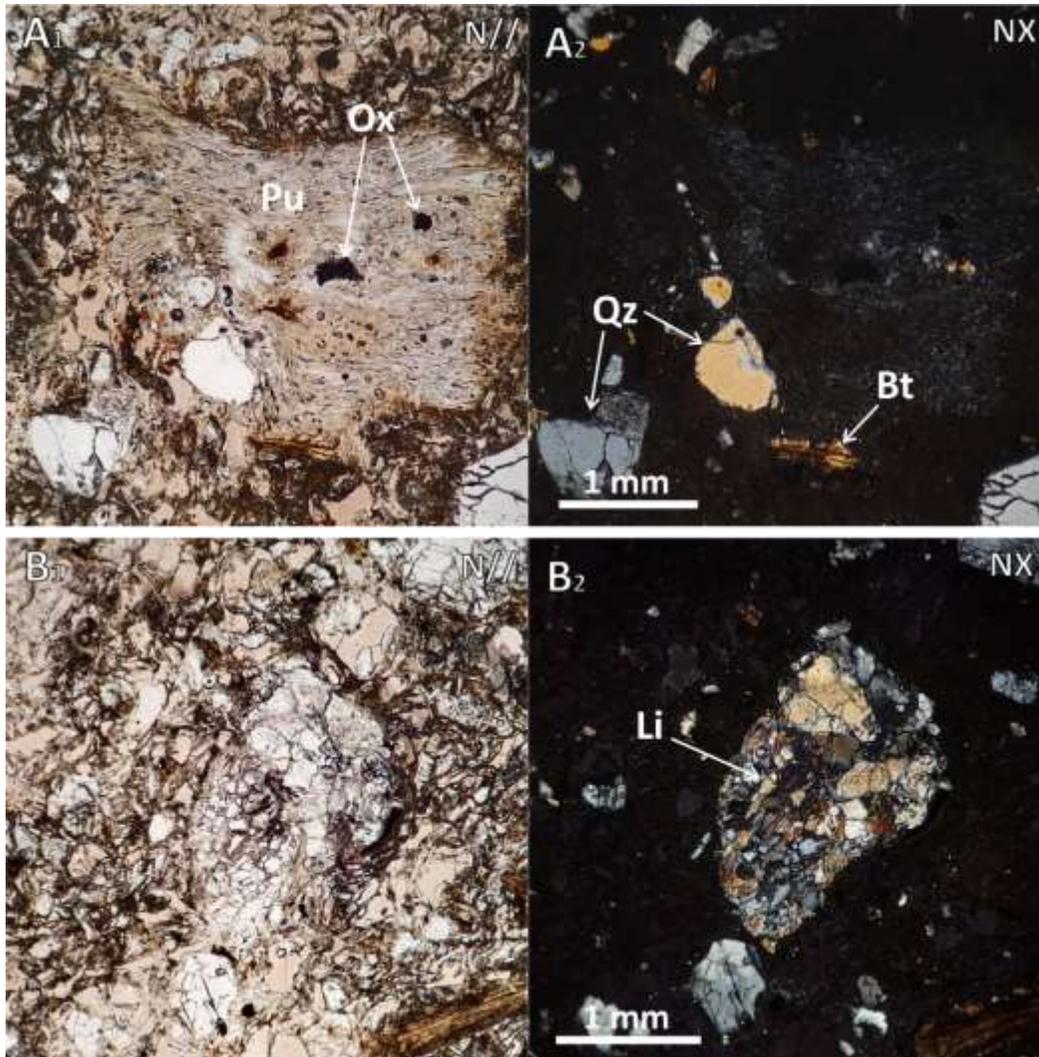
Petrográficamente, el depósito con litofacies mLT (JDH4) está constituido por fragmentos de pómez y líticos metamórficos, embebidos en una matriz compuesta por abundantes trizas vítreas y cristales libres de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 41A). Las trizas vítreas están ligeramente alteradas y tienen formas en «X», «Y» y curvadas (Figura 41B) (*sensu* McPhie et al., 1993). Los cristales libres (~10 vol.%) corresponden principalmente a cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, y algunos óxidos de Fe-Ti. Los cristales de plagioclasa están fracturados, tienen tamaños entre 0,2 y 1 mm y en los de mayor tamaño es posible observar maclas (Figura 41A, B). Los cristales de cuarzo están fracturados, tamaños entre 0,2 y 2,2 mm, y en general, los cristales tienen

bordes irregulares en «bahía» que forman «cavidades internas» (Figura 41A). Los cristales de biotita están alterados y tienen tamaños entre 0,2 y 0,7 mm (Figura 41B).



**Figura 41.** Depósito con litofacies mLT (muestra JDH4; Sección II). **A.** Cristal de cuarzo (**Qz**) con «cavidades internas», rodeado por cristales fracturados de plagioclasa (**Pl**) y trizas vítreas (**TV**). **B.** Vista general de la matriz, con trizas vítreas (**TV**) de diferentes formas y cristales angulares de cuarzo (**Qz**), plagioclasa (**Pl**) y biotita (**Bt**). N// y NX: nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

Los fragmentos de pómez (~3 vol.%) están ligeramente desvitrificados, son angulares, tienen textura vitrofídica, tamaños entre 1 y 3,2 mm y vesículas muy alargadas con una morfología tubular (Figura 42A). Los líticos son metamórficos, tienen formas subangulares, alcanzan tamaños de 2,2 mm y están compuestos por cristales segregados de cuarzo, con bordes irregulares y poligonales, y micas con textura lepidoblástica (Figura 42B).



**Figura 42.** Depósito con litofacies mLT (muestra JDH4; Sección II). **A.** Fragmento de pómez (**Pu**) con vesículas alargadas, rodeado por cristales de cuarzo (**Qz**) y biotita (**Bt**). **B.** Lítico metamórfico (**Li**). N// y NX: nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

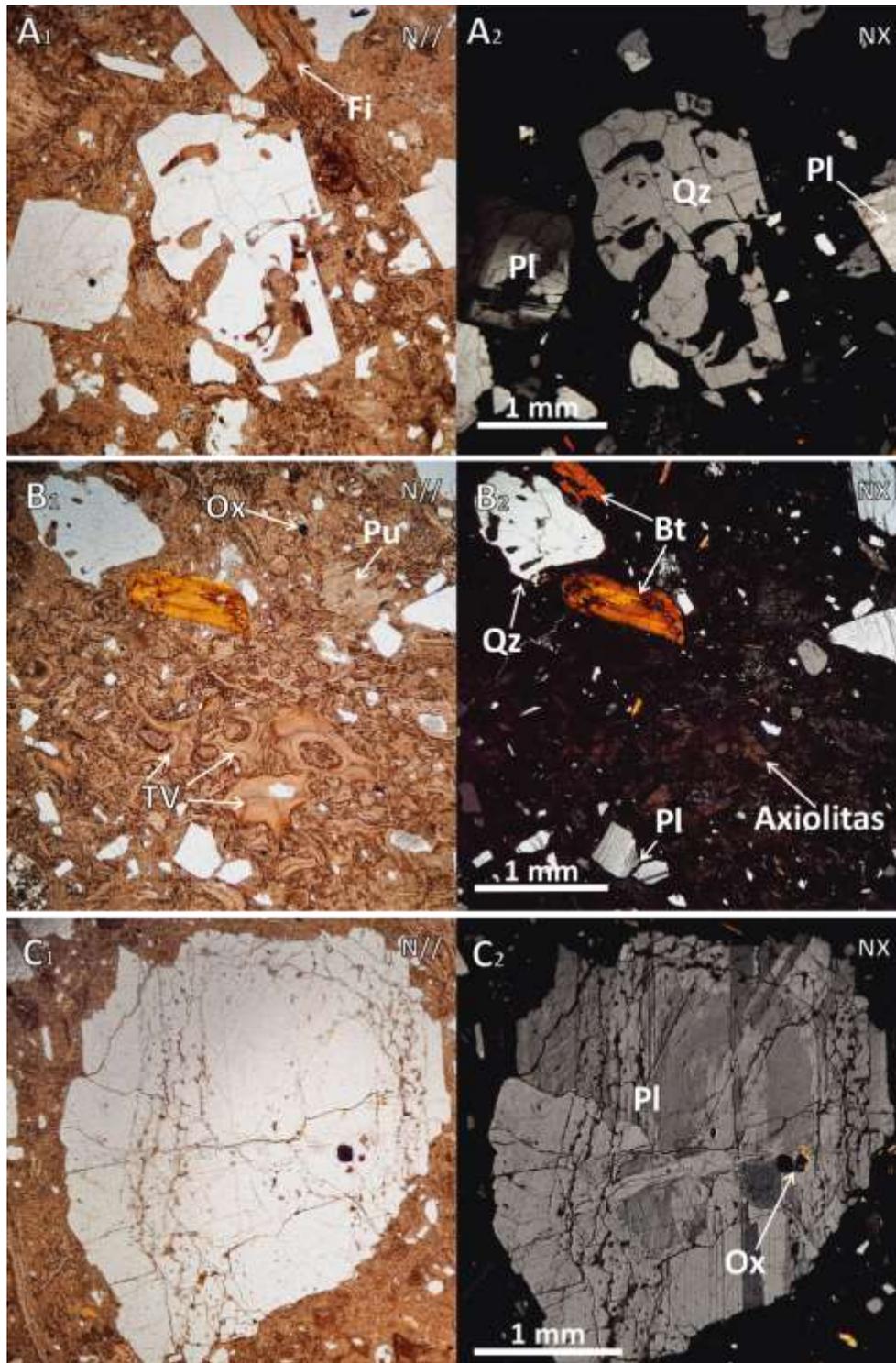
### 5.2.2. Sección III: Cámbulos–Isnos

En la sección III se realizó una descripción petrográfica de un depósito con litofacies emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*; JD15).

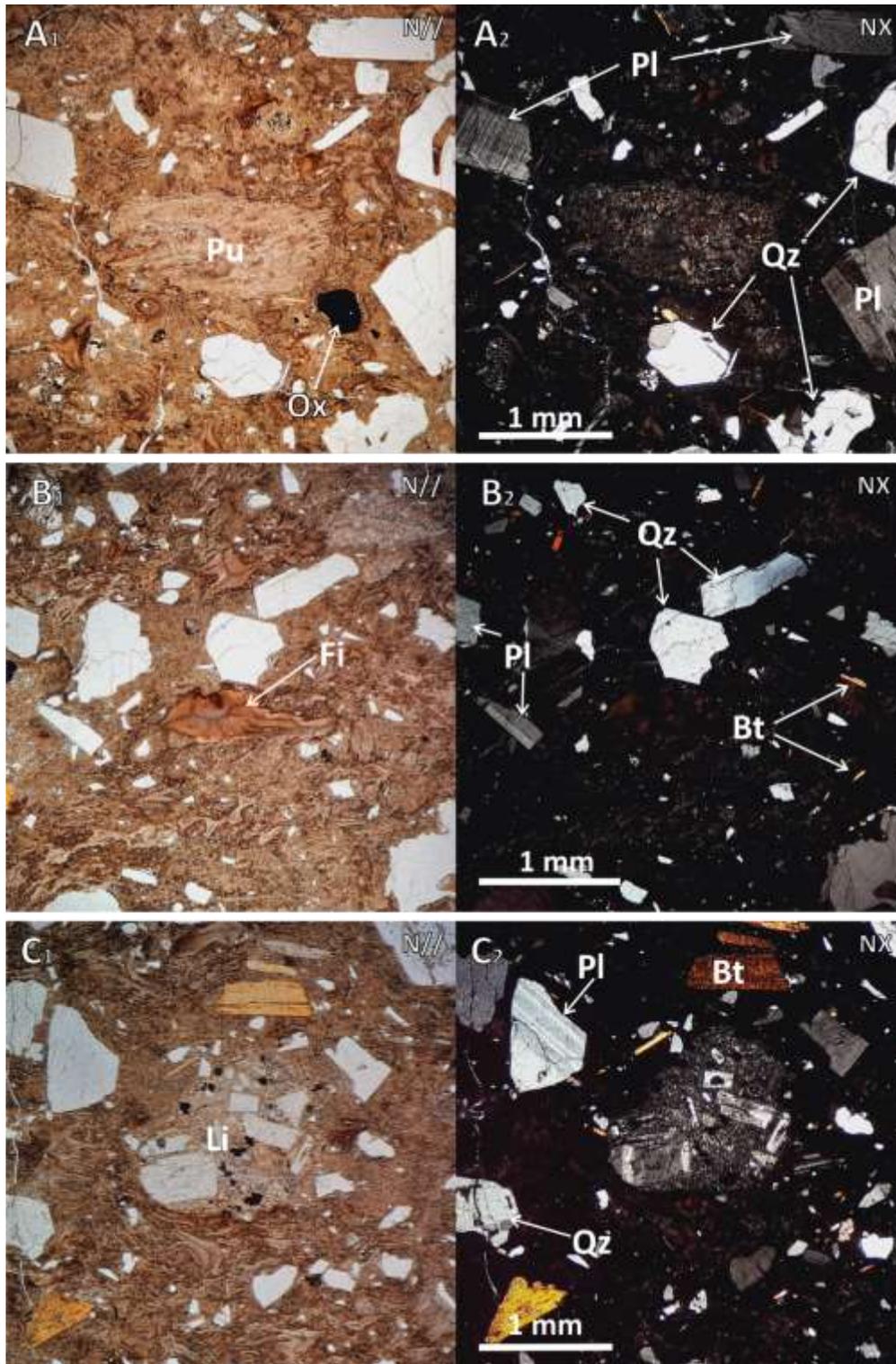
Petrográficamente, el depósito está constituido por fragmentos aplanados de pómez (fiammes; Figura 43A), líticos volcánicos y metamórficos, embebidos en una matriz compuesta por cristales libres de plagioclasa, cuarzo y biotita, y trizas vítreas con diferentes grados de aplastamiento. En nicoles paralelos, las trizas vítreas de la matriz tienen tonalidades marrones y

diferentes morfologías. Las trizas vítreas menos deformadas conservan formas en «X», «Y» o curvadas y las más deformadas, son aplanadas, levemente curvadas y de bordes bien definidos (Figura 43B). En nicoles cruzados, las trizas vítreas se observan completamente desvitrificadas y tienen una textura axiolítica (Figura 43B). Los cristales libres (~20 vol.%) están compuestos, de mayor a menor cantidad, por plagioclasa, cuarzo, biotita y algunos óxidos de Fe-Ti (Figura 43C). Los cristales de plagioclasa están fracturados (Figura 43C), tamaños entre 0,2 y 4 mm, y en algunos cristales es posible observar zonación concéntrica, maclas compuestas tipo Carlsbad y polisintética, y fracturas irregulares que afectan todo el cristal (Figura 43C). Los cristales de cuarzo tienen tamaños entre 0,1 y 2 mm y en su mayoría tienen bordes en «bahía» que forman «cavidades internas» (Figura 43A). Los cristales de biotita representan una pequeña fracción de los cristales libres (~2 vol.%), tienen tamaños  $\leq 1$  mm y están alterados (Figura 43B). La proporción de óxidos es reducida, no obstante, tienen tamaños  $< 0,4$  mm y pueden estar libres en la matriz (Figura 43B) o dentro de los cristales de plagioclasa (Figura 43C).

Los fragmentos de pómez (~3 vol.%) están alterados, tienen formas angulares, tamaños alrededor de 2 mm y vesículas alargadas (Figura 44A). También, se observaron fragmentos vítreos no vesiculados, con formas alargadas y aplanadas, de bordes bien definidos, totalmente desvitrificados y textura axiolítica, formando fiammes con tamaños entre 0,8 y 1,1 mm (Figura 44B). Los fragmentos líticos (~3 vol.%) son de rocas volcánicas y metamórficas, con tamaños entre 0,8 y 3 mm, formas subredondeadas y alteración media (Figura 44C). En la Figura 44C se observa un lítico volcánico oxidado, con textura porfirítica, una masa fundamental criptocristalina y fenocristales euhedrales de plagioclasa.



**Figura 43.** Depósito con litofacies emIT (muestra JDI5; Sección III). **A.** Cristal de cuarzo (**Qz**) con «cavidades internas» rellenas con trizas vítreas de la matriz, rodeado por cristales angulares de plagioclasa (**Pl**), en la parte superior se aprecia una fiamme (**Fi**) de color marrón y textura axiolítica. **B.** Trizas vítreas (**TV**) ligeramente deformadas y textura axiolítica (nicoles cruzados NX); cuarzo: **Qz** y biotita: **Bt**. **C.** Cristal angular de plagioclasa, con macla compuesta y óxidos de Fe-Ti en su interior (**Ox**). N// y NX: nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

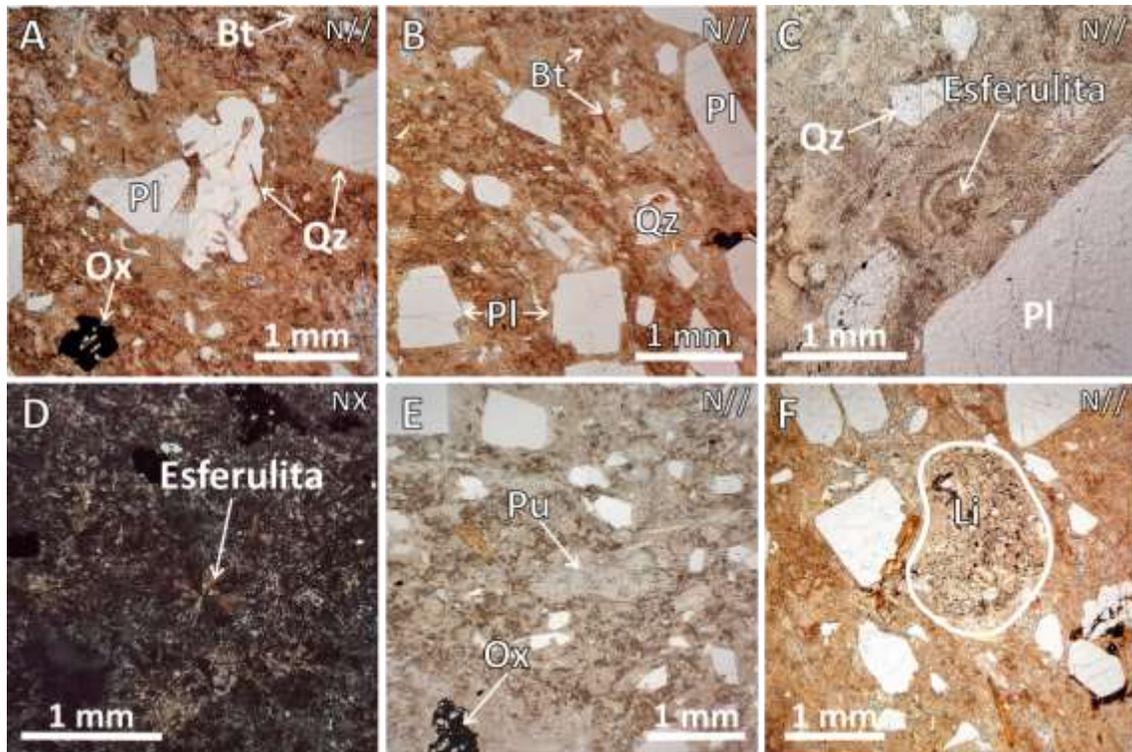


**Figura 44.** Depósito con litofacies emLT (muestra JDI5; Sección III). **A.** Fragmento de pómez alterado con vesículas alargadas (**Pu**) y cristales angulares de plagioclasa (**Pl**), cuarzo (**Qz**) y óxidos de Fe-Ti (**Ox**). **B.** Fiamme (**Fi**) de color marrón con bordes bien definidos, rodeada por cristales angulares de plagioclasa (**Pl**), cuarzo (**Qz**) y biotita (**Bt**). **C.** Fragmento lítico volcánico (**Li**); plagioclasa: **Pl**, cuarzo: **Qz** y biotita: **Bt**. N// y NX: nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

### 5.2.3. Sección IV: Salto de Bordones

En la sección IV se realizó una descripción petrográfica de un depósito con litofacies emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*; JDE8).

En general, el depósito está muy alterado y está compuesto por fragmentos de pómez y líticos metamórficos, embebidos en una matriz completamente desvitrificada, con textura esferulítica y abundantes cristales libres de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 45). En nicols paralelos, el material de la matriz es de color marrón y casi no se reconocen las formas de las trizas vítreas (Figura 45A). El material está desvitrificado (Figura 45B) y en algunas zonas se observa textura esferulítica (Figura 45C, D). Los cristales libres (~15 vol.%) están conformados por plagioclasa, cuarzo, biotita y algunos óxidos de Fe-Ti (Figura 45A). Los cristales de cuarzo tienen tamaños entre 0,2 y 1,5 mm, y bordes en «bahía» que forman «cavidades internas» (Figura 45A). Los cristales de plagioclasa tienen tamaños entre 0,2 y 2,5 mm, están fracturados y en los cristales de mayor tamaño se observan maclas (Figura 45B). Los cristales de biotita son alargados, están alterados y tienen tamaños entre 0,5 y 1 mm (Figura 45B). Los fragmentos de pómez están alterados, tienen tamaños entre 1 y 1,2 mm, son angulares y debido al grado de alteración, las características de las vesículas no son claras (Figura 45E). Los fragmentos líticos son de origen volcánico y metamórfico, tienen formas subangulares – angulares y tamaños entre 0,8 y 1,5 mm (Figura 45F). Los líticos metamórficos están compuestos por cristales de cuarzo con contactos poligonales o irregulares entre sí (Figura 45F).



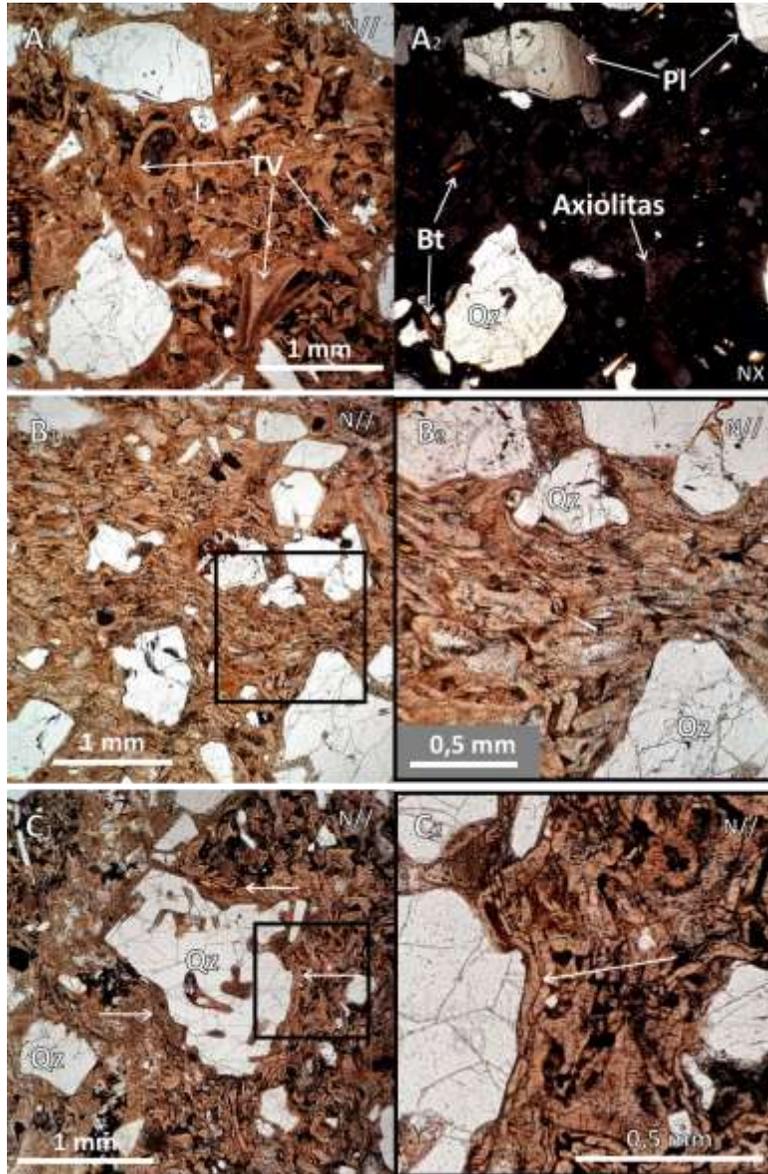
**Figura 45.** Depósito con litofacies emLT (muestra JDE8; Sección IV). **A.** Cristal de cuarzo (**Qz**) con «cavidades internas» rodeado por plagioclasa (**Pl**), biotita (**Bt**) y óxidos de Fe-Ti (**Ox**), embebidos en una matriz alterada. **B.** Depósito alterado con cristales angulares de plagioclasa (**Pl**), cuarzo (**Qz**) y biotita (**Bt**). **C.** Textura esferulítica de la matriz. **D.** Matriz completamente desvitrificada con textura esferulítica, en nicols cruzados. **E.** Fragmento de pómez alterado (**Pu**); óxidos de Fe-Ti: **Ox**. **F.** Fragmento lítico metamórfico subangular (**Li**; línea blanca). N// y NX: nicols paralelos y cruzados, respectivamente.

#### 5.2.4. Sección V: Laguna-Bordones

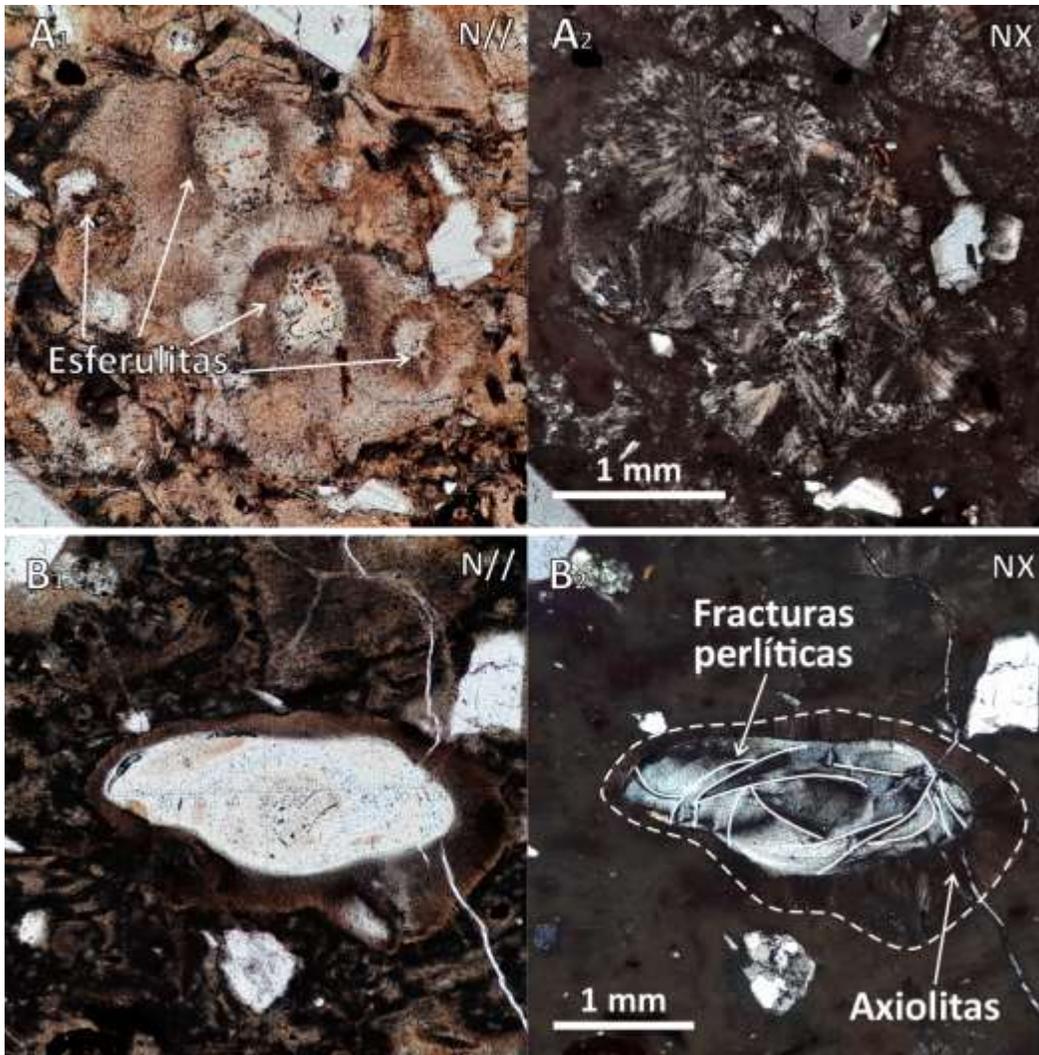
En la sección V se realizó una descripción petrográfica de depósitos con litofacies emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*; JDA2, JDA4, JDA5 y JDA6) y *flemLT* (*toba-lapilli masiva eutaxítica rica en fiammes*; JDA3).

En general, se observa una textura eutaxítica dada por la presencia de fragmentos vítreos aplanados y alargados con diferentes morfologías (fiammes) y el aplastamiento de las trizas vítreas. Las muestras están constituidas por fragmentos de pómez, líticos metamórficos y volcánicos, embebidos en una matriz compuesta por trizas vítreas y cristales libres de plagioclasa, cuarzo y biotita (Figura 46A). Las trizas vítreas de la matriz están desvitrificadas y tienen textura axiolítica (Figura 46A). Las trizas menos deformadas conservan formas en «X», «Y» y curvadas (Figura 46A). En las muestras JDA2 y JDA6 se observó un mayor aplastamiento y deformación

de las trizas (Figura 46B). En algunos casos, las trizas están deformadas siguiendo la forma de los cristales (Figura 46C). En los puntos donde las trizas vítreas de la matriz no se reconocen con claridad, hay un claro desarrollo de textura esferulítica radial (Figura 47A) y en algunos casos textura perlítica (Figura 47B).



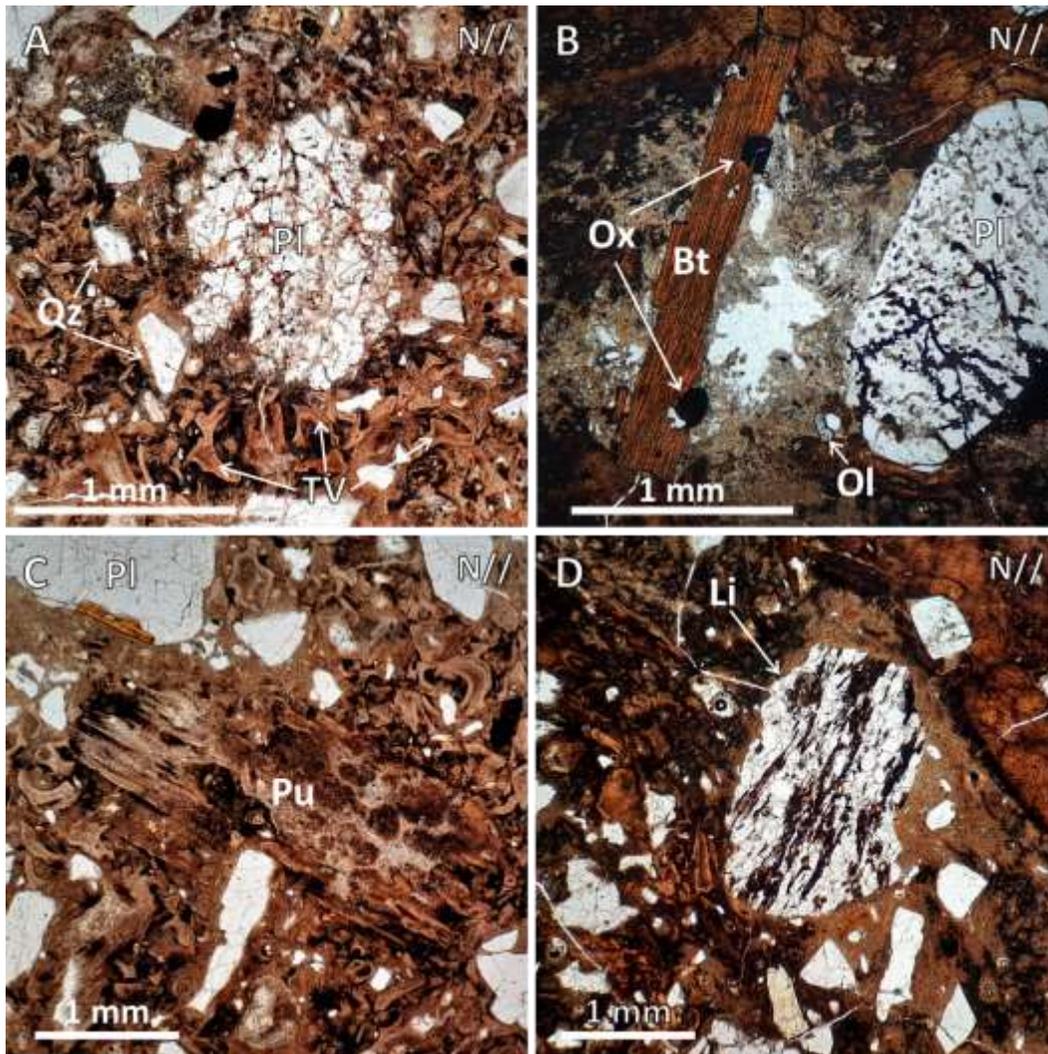
**Figura 46.** Depósito con litofacies emLT (muestras JDA2 y JDA4; Sección V). **A.** Cristales de plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz) y biotita (Bt) rodeados por trizas vítreas (TV) con textura axiolítica y levemente deformadas, se reconocen formas en «X», «Y» y curvadas (JDA4). **B.** Cristales de cuarzo (Qz) rodeados por trizas vítreas deformadas y aplanadas (JDA2); A<sub>2</sub> es un acercamiento en el área del recuadro negro, nótese como aumentan los contactos entre las trizas respecto a las otras imágenes. **C.** Trizas vítreas deformadas (flechas blancas) alrededor de un cristal de cuarzo (Qz) con bordes irregulares (JDA2); C<sub>2</sub> es un acercamiento en el área del recuadro negro, nótese la deformación de las trizas alrededor del cristal (flecha blanca). N// y NX: nicols paralelos y cruzados, respectivamente.



**Figura 47.** Depósito con litofacies emLT (muestra JDA6; Sección V). **A.** Textura esferulítica radial en la matriz de la muestra JDA6; nótese el grado de recrystalización en la imagen inferior. **B.** Textura perlítica rodeada por una corona de vidrio desvitrificado con textura axiolítica en la muestra JDA6. N// y NX: nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

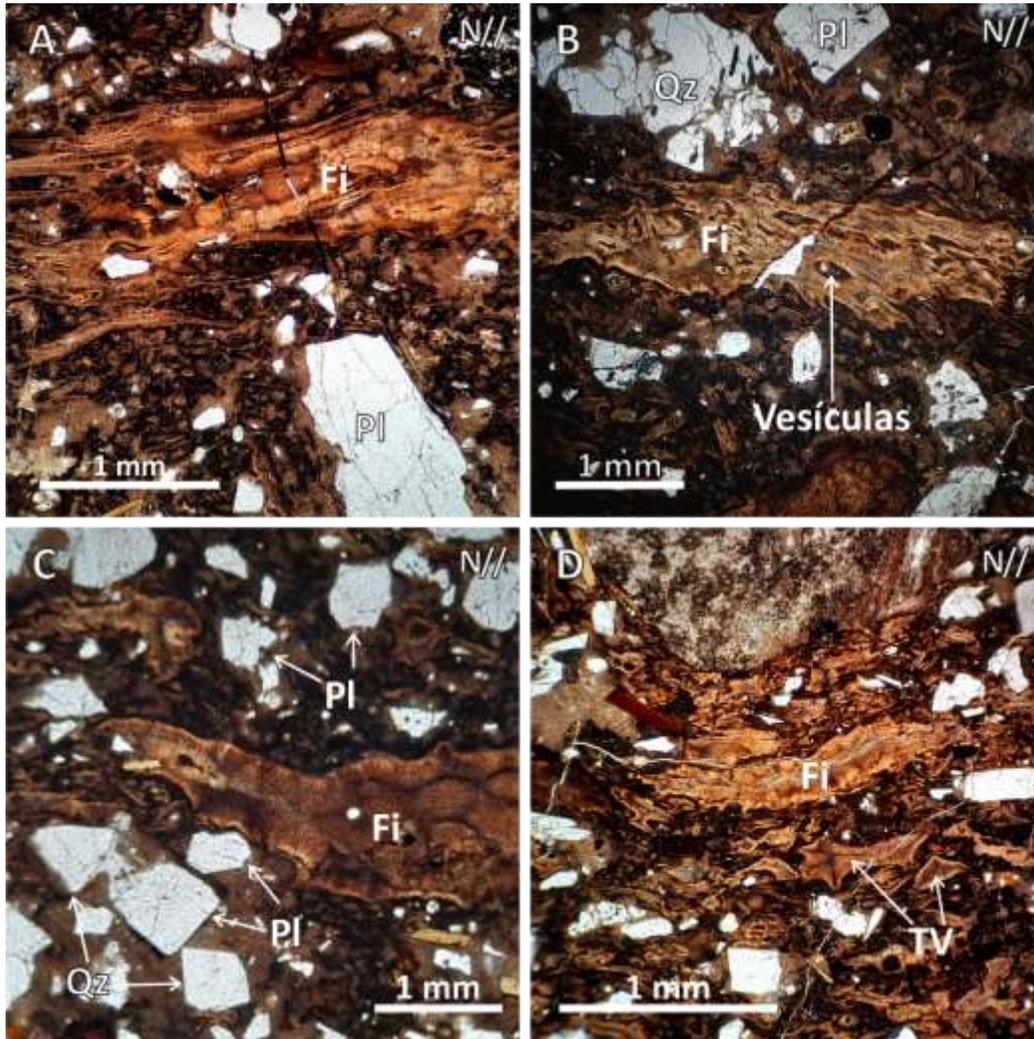
La proporción de cristales libres (~20 vol.%), de mayor a menor contenido, corresponden a plagioclasa, cuarzo, biotita y algunos óxidos de Fe-Ti. Los cristales de plagioclasa tienen tamaños entre 0,1 y 3 mm, y están fracturados (Figura 48A, B). En los cristales de mayor tamaño es posible observar zonación concéntrica y macla polisintética (Figura 48A). Los cristales de cuarzo tienen tamaños entre 0,1 y 1,5 mm, y bordes en «bahía» que dan lugar a la presencia de «cavidades internas». Los cristales de biotita tienen tamaños entre 0,3 y 3 mm (eje principal) y tienen diferentes grados de oxidación (Figura 48B). Cabe resaltar, en algunas muestras se observaron cristales de óxidos de Fe-Ti y, aunque en una proporción muy reducida, cristales de olivino

subredondeados, con relieve y colores de interferencia altos (<0,2 mm) (Figura 48B). Los fragmentos de pómez están alterados, tienen tamaños entre 1 y 2,5 mm, formas angulares y vesículas muy alargadas con morfología tubular (Figura 48C). Los líticos corresponden a fragmentos metamórficos y volcánicos alterados, con tamaños entre 1 y 2 mm, y formas subangulares (Figura 48D). En la Figura 48D se observa un fragmento metamórfico compuesto por minerales segregados de cuarzo, con contactos poligonales o irregulares entre sí, y micas orientadas con una textura lepidoblástica.



**Figura 48.** Depósito con litofacies emLT y *f*iemLT (muestras JDA3, JDA4 y JDA6; Sección V). **A.** Cristal de plagioclasa (PI) con bordes irregulares, muy fracturado y rodeado por trizas vítreas (TV) poco deformadas y cristales de cuarzo (Qz) (JDA3). **B.** Cristal de biotita (Bt) con aproximadamente 3 mm y óxidos de Fe-Ti (Ox), a la derecha un cristal de plagioclasa (PI) fracturado, hacia la parte inferior se observa un cristal de olivino (Ol) (JDA6). **C.** Fragmentos de pómez alterado (Pu) con vesículas alargadas (JDA4);

**Pl:** plagioclasa. **D.** Fragmento lítico metamórfico (**Li**) en una matriz muy alterada (JDA6). **N//** y **NX:** nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.



**Figura 49.** Fiammes de las litofacies emLT y *f*emLT (Sección V). **A.** Fragmento vítreo vesiculado compuesto por varias ramificaciones y cristales de plagioclasa y cuarzo en su interior (fiamme tipo **i**; **Fi**); plagioclasa: **Pl**. **B.** Fragmento vítreo vesiculado alargado y con vesículas ovoides (fiamme tipo **i**; **Fi**), rodeado por cristales de plagioclasa (**Pl**) y cuarzo (**Qz**). **C.** Fragmento vítreo, no vesiculado, alargado, con bordes uniformes y bien definidos (fiamme tipo **ii**; **Fi**), rodeado por cristales de plagioclasa (**Pl**) y cuarzo (**Qz**). **D.** Fragmento vítreo alargado, no vesiculado, con pequeñas terminaciones fibrosas en los bordes (fiamme tipo **ii**; **Fi**), rodeado por cristales fracturados y trizas vítreas (**TV**) con formas irregulares. **N//:** nicoles paralelos.

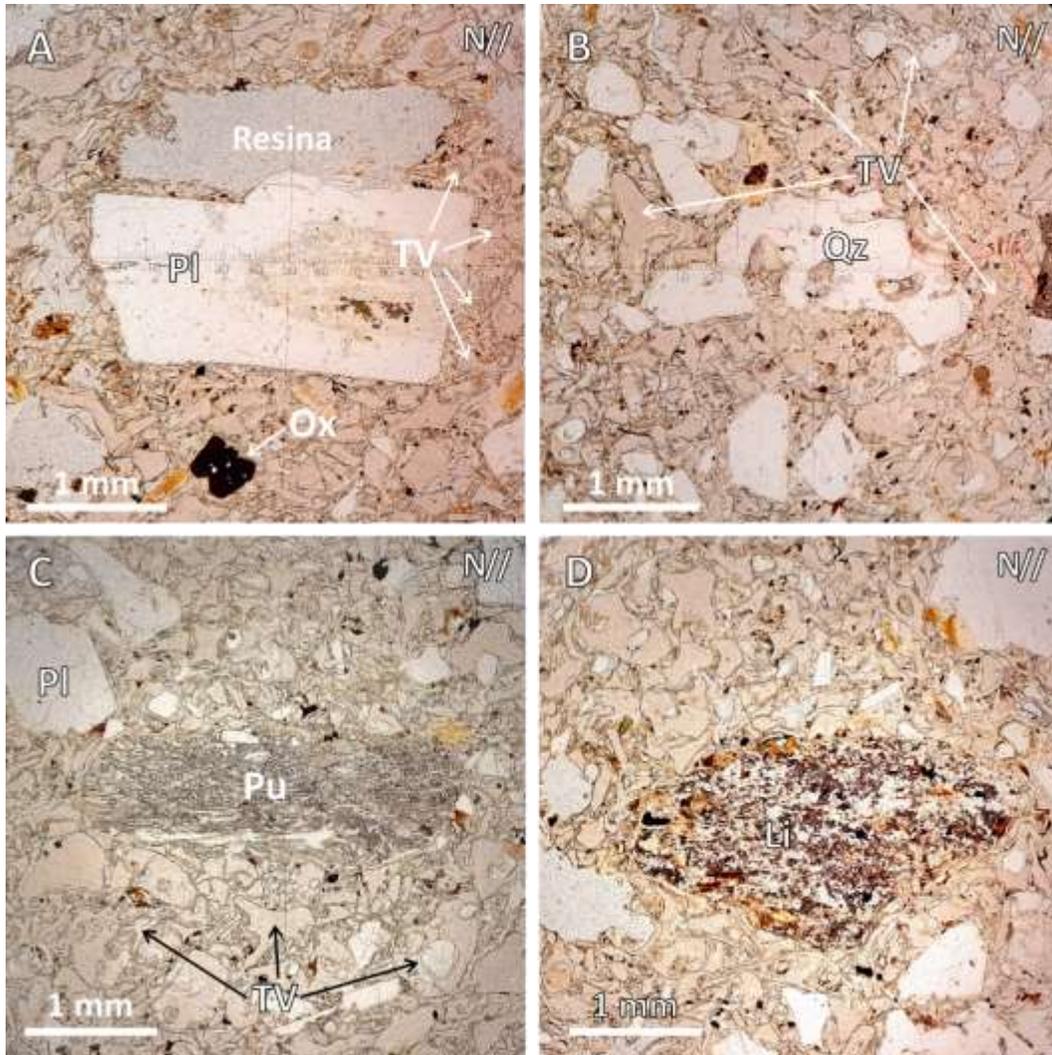
Adicionalmente, se observaron dos poblaciones de fiammes diferenciadas al microscopio a partir de su morfología, textura y contenido de cristales: en el primer caso (fiamme tipo **i**) las fiammes pueden alcanzar hasta 3 mm de largo, están constituidas por vidrio vesiculado y desvitrificado (Figura 49A). Tienen morfologías irregulares, con bordes constituidos por varias

ramificaciones (Figura 49A, B) y al interior pueden contener cristales anhedrales de cuarzo y plagioclasa (Figura 49A). Las vesículas tienen formas ovoides alargadas y están orientadas con la dirección de aplastamiento (Figura 49B). El segundo tipo (fiamme tipo **ii**), tiene longitudes entre 0,5 y 7 mm, están formadas por vidrio no vesiculado y desvitrificado (Figura 49C). Tienen textura axiolítica, morfologías alargadas simples, sin cristales en su interior. Los bordes son uniformes (Figura 49C) o tienen pequeñas terminaciones fibrosas (<0,02 mm) con diferentes direcciones en contacto con la matriz (Figura 49D).

### 5.2.5. *Sección VI: Guacacallo*

En la sección VI se realizó una descripción petrográfica de un depósito con litofacies pmLT (*toba-lapilli masiva rica en pómez*; JDJ4) y un fragmento de pómez (JDK3).

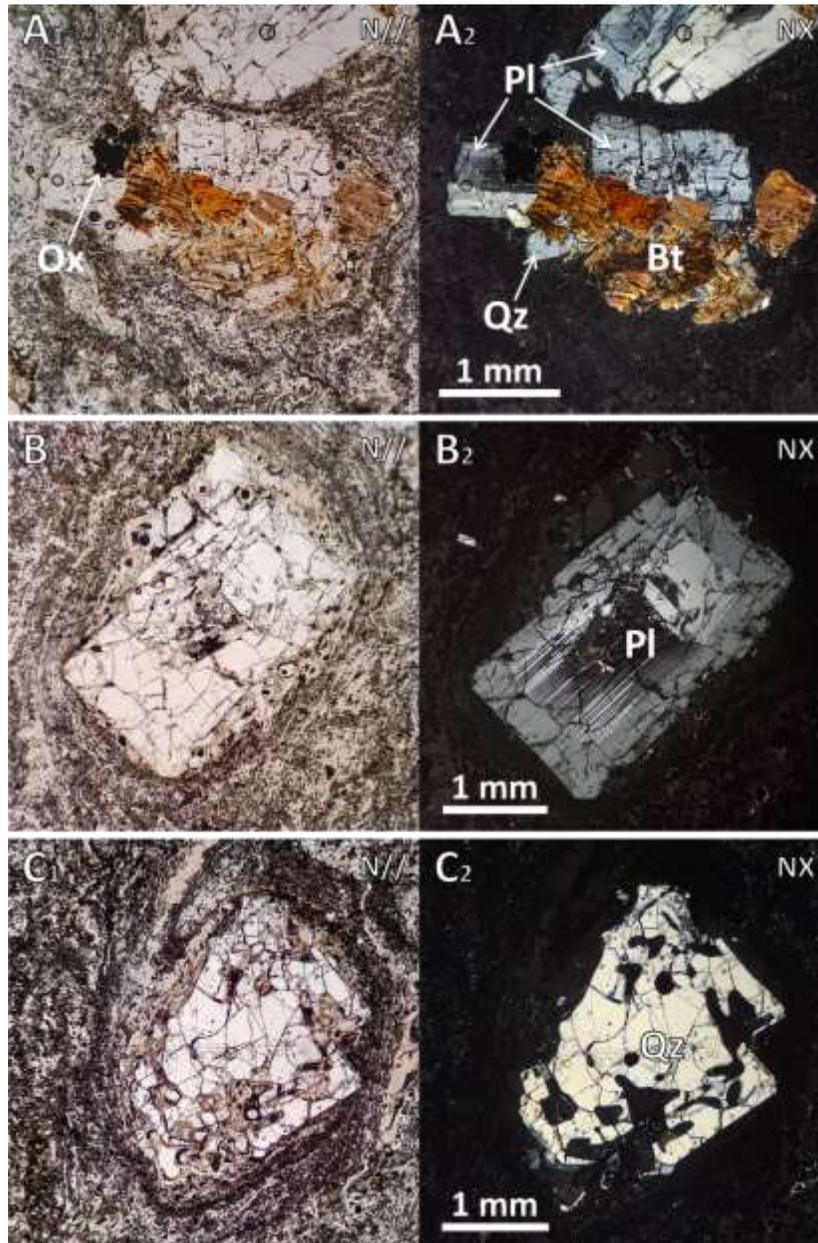
El depósito está compuesto por fragmentos de pómez, líticos volcánicos y metamórficos, embebidos en una matriz constituida por trizas vítreas y cristales libres de plagioclasa, cuarzo y biotita. Las trizas vítreas no están deformadas, la desvitrificación es incipiente y conservan formas en «Y» y redondeadas (Figura 50A, B). Los cristales libres (~20 vol.%) están compuestos, de mayor a menor contenido, por plagioclasa, cuarzo, biotita y óxidos de Fe-Ti en menor medida. Los cristales de plagioclasa tienen tamaños entre 0,2 y 2,5 mm, en los de mayor tamaño se observa macla polisintética y zonación concéntrica (Figura 50A). Los cristales de cuarzo tienen tamaños entre 0,2 y 2 mm y bordes irregulares que forman «cavidades internas» (Figura 50B). Los cristales de biotita son alargados y tienen tamaños <0,5 mm (Figura 50B). En una baja proporción, se observaron algunos cristales libres de óxidos de Fe-Ti en la matriz (Figura 50A). Los fragmentos de pómez están ligeramente alterados, son angulares – subangulares, tienen tamaños entre 1 y 2,5 mm y vesículas alargadas con formas tubulares (Figura 50C). Los líticos metamórficos y volcánicos, tienen alteración baja, formas subangulares y tamaños alrededor de los 2 mm (Figura 50D). En la Figura 50D se observa un lítico metamórfico compuesto principalmente por cristales de cuarzo, con contactos poligonales entre sí, y micas ligeramente oxidadas.



**Figura 50.** Depósito con litofacies pmLT (muestra JDJ4; Sección VI). **A.** Cristal fracturado de plagioclasa (Pl) con macla compuesta y zonación, rodeado por cristales trizas vítreas (TV) y óxidos de Fe-Ti (Ox). **B.** Cristal de cuarzo (Qz) con «cavidades internas», rodeado por cristales angulares más finos. **C.** Fragmento de pómez (Pu) con vesículas alargadas y trizas vítreas de la matriz con diferentes formas. **D.** Lítico metamórfico (Li). N//: nicoles paralelos.

El fragmento de pómez exhibe una textura porfírica, con una masa fundamental vítrea y fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, con textura glomeroporfírica y de reabsorción (Figura 51). La masa fundamental vítrea está alterada y tiene vesículas alargadas e irregulares (Figura 51A) que se disponen alrededor de los cristales de plagioclasa y cuarzo (Figuras 51B, C). En general, la textura glomeroporfírica reúne fenocristales y microfenocristales subhedrales – anhedrales de plagioclasa, cuarzo, biotita y óxidos de Fe-Ti, con tamaños alrededor de 2,5 mm (Figura 51A). Los fenocristales de plagioclasa, tienen tamaños entre 0,2 y 3,5 mm, formas euhedrales – subhedrales, presentan macla polisintética y zonación concéntrica (Figura

51B). Los fenocristales de cuarzo tienen formas anhedrales, tamaños entre 0,2 y 3 mm, texturas de reabsorción en cuyos intersticios hay vidrio de la masa fundamental (Figura 51C). Los cristales de biotita tienen formas subhedrales – euhedrales, tamaños entre 0,2 y 1 mm y están ligeramente alterados (Figura 51A).

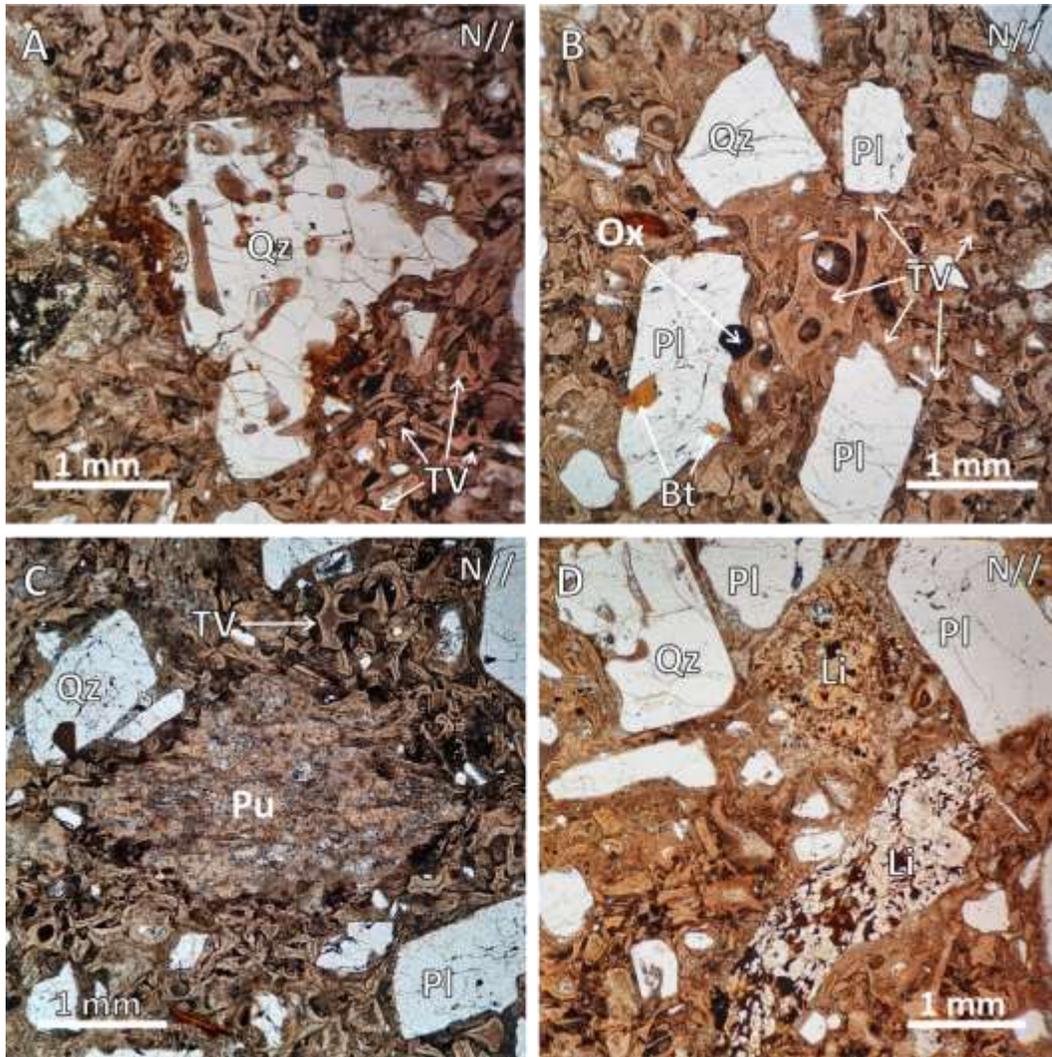


**Figura 51.** Pómez del depósito con litofacies mLT (muestra JDK3; Sección VI). **A.** Textura glomeroporfirítica compuesta por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa (**Pl**), cuarzo (**Qz**), biotita (**Bt**) y óxidos de Fe-Ti (**Ox**). **B.** Cristal euhedral de plagioclasa (**Pl**) con macla polisintética y zonación concéntrica. **C.** Cristal de cuarzo (**Qz**) con texturas de reabsorción embebido en una matriz vítrea alterada. N// y NX: nicoles paralelos y cruzados, respectivamente.

### 5.2.6. Sección VII: La Argentina

En la sección VII se realizó una descripción petrográfica de un depósito con litofacies emLT (*toba-lapilli masiva eutaxítica*; JDF3).

En general, la muestra está compuesta por fragmentos de pómez, líticos volcánicos y metamórficos, embebidos en una matriz constituida por trizas vítreas y cristales libres de plagioclasa, cuarzo y biotita. Las trizas vítreas son de color marrón (nicoses paralelos), están desvitrificadas, tienen una textura axiolítica y predominan las morfologías en «X», «Y» y curvadas, con un ligero grado aplastamiento (Figura 52A). En algunos casos, las trizas tienen formas semicirculares (Figura 52B). Los cristales de plagioclasa y cuarzo tienen tamaños entre 0,2 y 1,2 mm y están fracturados (Figura 52B). En los cristales de plagioclasa de mayor tamaño es posible observar macla polisintética y zonación concéntrica (Figura 52B). Los cristales de cuarzo tienen bordes en «bahía» que forman «cavidades internas» (Figura 52A). Los cristales de biotita son escasos (~1 vol.%) y en general, tienen tamaños alrededor de 0,5 mm (Figura 52B). Los fragmentos de pómez están alterados, alcanzan hasta 2,5 mm, tienen formas angulares y debido al grado de alteración, no es posible reconocer la morfología de las vesículas (Figura 52C). Los líticos tienen formas subredondeadas – subangulares, tamaños entre 1 y 3 mm, y son de origen volcánico y metamórfico (Figura 52D). En la Figura 52D se observa un lítico metamórfico compuesto principalmente por cristales de cuarzo y algunas micas.



**Figura 52.** Depósito con litofacies emLT (muestra JDF3; Sección VII). **A.** Cristal de cuarzo (Qz) con «cavidades internas» embebido en una matriz de trizas vítreas (TV) deformadas y desvitrificadas. **B.** Trizas vítreas (TV) desvitrificadas y deformación leve, cristales angulares de plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), biotita (Bt) y óxidos (Ox). **C.** Fragmento de pómez (Pu) alterado, rodeado por trizas vítreas (TV) y cristales de plagioclasa (Pl) y cuarzo (Qz). **D.** Fragmentos líticos subangulares, rodeados por cristales angulares de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl). N//: nicoles paralelos.

### 5.3. Química de roca total

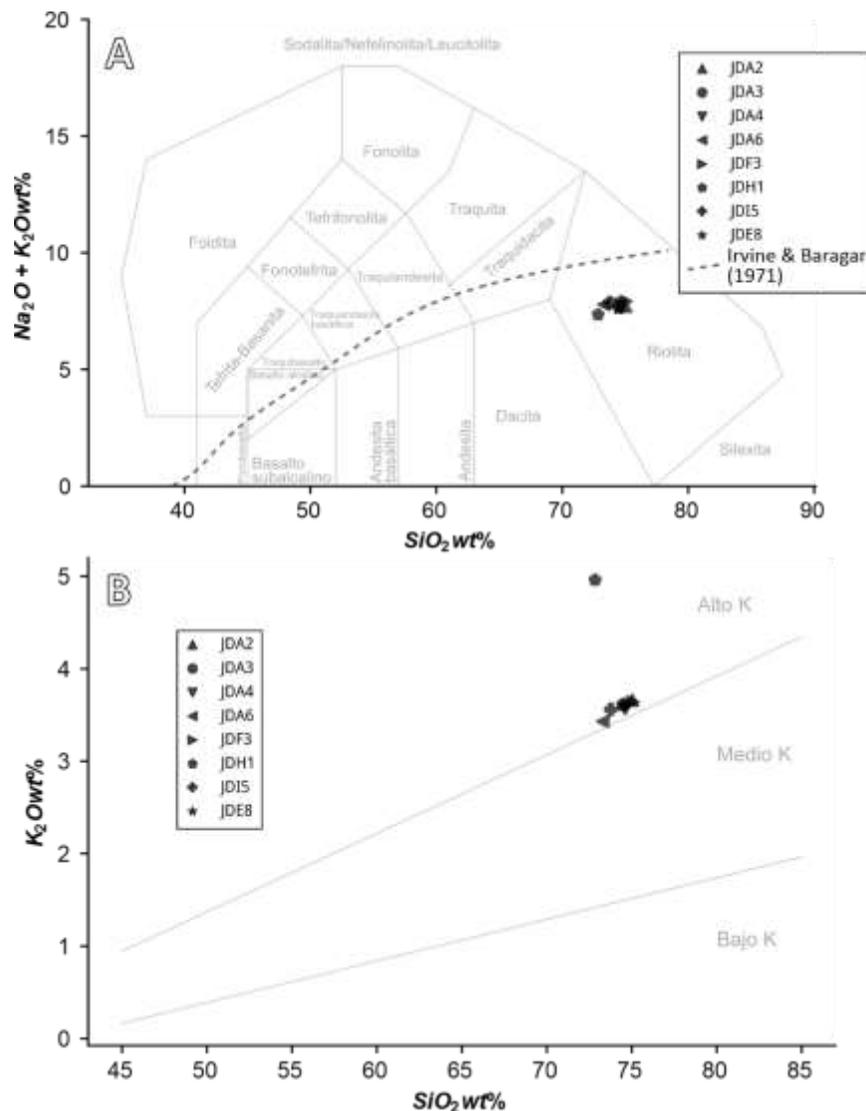
Los valores obtenidos en los diferentes análisis de elementos mayores, elementos traza y elementos de tierras raras (REE) están resumidos en la Tabla 7. Los detalles de los resultados y tipo de análisis están en el Anexo 2. Tipo de muestra IGS: ignimbrita soldada y FP: fragmentos de pómez.

**Tabla 6.** Resultados análisis químicos de roca total. Los óxidos mayores están recalculados en base anhidra. IGS: ignimbrita soldada y FP: fragmento de pómez.

		Análisis químicos de roca total							
Muestra	JDH1 (FP)	JDI5 (IGS)	JDE8 (IGS)	JDA2 (IGS)	JDA3 (IGS)	JDA4 (IGS)	JDA6 (IGS)	JDF3 (IGS)	
Sección	II	III	IV	V			VII		
( <b>%</b> )	SiO <sub>2</sub>	75.74	74.61	75.32	75.86	75.33	75.23	74.19	75.77
	TiO <sub>2</sub>	0.19	0.28	0.25	0.24	0.26	0.26	0.25	0.20
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.23	13.99	14.10	13.69	14.00	13.84	14.30	13.57
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	1.22	1.76	1.56	1.39	1.52	1.54	1.83	1.32
	MgO	0.37	0.41	0.36	0.34	0.36	0.37	0.44	0.33
	CaO	0.58	0.95	0.70	0.66	0.74	0.86	1.08	0.78
	Na <sub>2</sub> O	2.49	4.36	4.04	4.09	4.11	4.27	4.40	4.32
	K <sub>2</sub> O	5.16	3.60	3.65	3.70	3.65	3.60	3.47	3.67
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
	LOI	3.41	0.79	0.78	0.76	0.69	0.45	0.80	0.57
	<b>ppm</b>	Mn	357.61	267.00	337.75	375.35	492.42	505.55	506.30
V		15.98	23.53	22.57	19.05	20.80	19.97	25.05	19.82
Ge		2.36	< 2	2.12	< 2	2.31	2.16	< 2	2.07
Sr		101.98	185.29	147.48	126.86	146.11	166.25	218.47	142.71
Zr		127	135	127	131	130	139	145	130
Y		10.16	3.57	2.80	2.29	2.56	2.23	6.86	6.35
Nb		14.81	12.70	13.07	13.42	13.63	13.58	13.22	13.15
Mo		3.15	< 2	< 2	< 2	< 2	2.03	< 2	< 2
Sn		< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8
Sb		< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12
Hf		< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8
Li		15.86	19.80	22.33	21.21	19.81	21.91	19.26	21.70
Be		3.63	2.96	2.50	2.80	2.69	3.31	3.25	3.34
Sc		2.12	2.18	1.95	1.88	2.03	2.26	2.66	1.87
Cr		8.73	2.73	2.25	1.25	2.18	2.34	3.83	1.44
Ni		3.05	2.67	2.43	2.66	2.61	3.56	3.57	2.95
Cu		8.43	7.01	7.39	6.34	7.08	8.62	9.15	9.64
Zn		40.70	51.48	50.31	44.53	50.47	59.13	55.17	54.05
Ga		20.69	20.68	23.04	20.89	21.03	24.20	21.46	22.08
As		3.40	3.23	3.37	2.81	2.39	3.02	3.77	3.11
Rb		180.05	131.78	151.85	141.72	138.33	156.07	134.26	147.37
Cd		0.13	0.12	0.15	0.13	0.20	0.20	0.18	0.17
In		0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Cs		4.74	3.28	4.19	3.34	3.22	4.09	3.99	4.03
Ba		1763	2058	2273	2081	2139	2533	2278	2296
La		25.10	24.80	24.75	24.83	25.53	31.10	31.01	28.74
Ce		40.07	40.03	41.16	44.90	51.22	57.90	55.73	55.44
Pr		5.31	4.80	4.76	4.88	4.99	6.46	6.69	6.04
Nd		18.36	15.81	15.48	14.84	12.81	16.72	19.00	16.54
Sm		3.28	2.49	2.50	2.54	2.50	3.34	3.80	3.35
Eu		1.32	1.50	1.57	1.44	1.44	1.80	1.80	1.66
Gd		4.25	3.17	3.29	3.27	3.25	4.11	4.67	4.27
Tb		0.55	0.36	0.39	0.36	0.36	0.46	0.53	0.48
Dy		2.90	1.55	1.82	1.64	1.62	2.13	2.56	2.35
Ho	0.52	0.24	0.31	0.25	0.26	0.32	0.39	0.37	
Er	1.63	0.68	0.93	0.73	0.76	0.95	1.18	1.13	
Tm	0.25	0.11	0.15	0.12	0.12	0.15	0.18	0.17	
Yb	1.55	0.56	0.83	0.58	0.65	0.81	1.01	0.96	
Lu	0.29	0.14	0.18	0.14	0.16	0.18	0.21	0.20	
Tl	0.75	0.49	0.80	0.85	1.19	0.93	0.52	0.68	
Pb	15.34	16.69	23.70	20.68	20.85	21.61	17.88	21.30	
Bi	0.28	<0,05	0.17	0.06	0.06	0.10	0.06	0.06	
Th	17.13	13.78	15.78	15.03	15.45	17.62	14.53	16.56	
U	6.51	3.26	4.76	4.06	4.29	5.02	4.16	4.95	

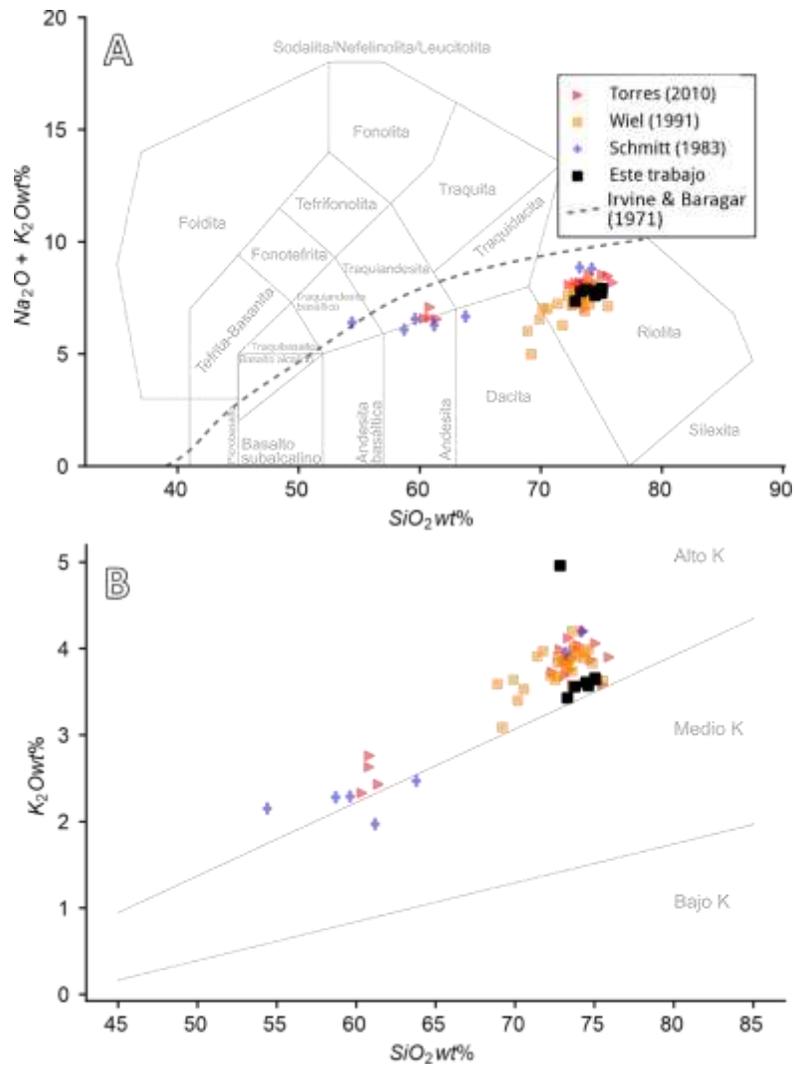
### 5.3.1. Elementos mayores

En general, los contenidos de  $\text{SiO}_2$  están entre 72.84 y 75.03 wt. %, que graficados en el diagrama de Álcalis Total vs Sílice (TAS) (Le Maitre et al., 2002) se ubican en el campo de la serie subalcalina y de composición riolítica (Figura 53A). Según la gráfica de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre et al., 2002) las proporciones de  $\text{K}_2\text{O}$  obtenidos con las muestras de la Tabla 7 —entre 3.47 y 5.16 wt. %— están en el tipo «Alto K» (Figura 53B).



**Figura 53.** Diagramas de clasificación de óxidos mayores de la Formación Guacacallo. **A.** Diagrama Álcalis Total vs Sílice (TAS) elaborado según Le Maitre et al. (2002). **B.** Diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  para clasificación entre las series baja, media y alta en potasio, elaborado según Le Maitre et al. (2002).

Los valores de SiO<sub>2</sub> obtenidos por Wiel (1991) para la Formación Guacacallo tienen valores entre 69 y 72 wt.%. Según el diagrama TAS, los depósitos corresponden principalmente a riolitas y algunas a dacitas (Figura 54A). En el caso de la Formación Popayán, las concentraciones de SiO<sub>2</sub> obtenidos por Torres (2010) oscilan entre 60 y 75 wt. %, y están agrupadas en el campo de las riolitas (Figura 54A); no obstante, tres valores están en el límite de los campos composicionales traquiandesita y andesita (Figura 54A). Schmitt (1983) realizó siete análisis geoquímicos con muestras de ignimbrita tomadas entre Totoró (Cauca) y La Plata (Huila), los cuales tienen concentraciones de SiO<sub>2</sub> entre 54 y 75 wt. %, ubicados entre los campos de andesita y riolita de la serie subcalina (Figura 54A). De acuerdo con la gráfica de K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> (Le Maitre et al., 2002) los análisis de Schmitt (1983) y Wiel (1991) relacionados con la Formación Guacacallo, y los obtenidos por Torres (2010) para la Formación Popayán, los valores están dentro del tipo «Alto K» (Figura 54B). La muestra JDH1 (Sección II) de este trabajo, tiene un porcentaje de álcalis que resulta anómalo respecto a las otras muestras de composición riolítica (Figura 54B). Cabe resaltar, la muestra JDH1 (Sección II), tiene un valor de LOI = 3.49 wt. %, mientras que el resto de los análisis realizados en este trabajo tienen valores entre 0.45 – 0.80 wt. % (Tabla 7).



**Figura 54.** Diagramas generales de clasificación de óxidos mayores. **A.** Diagrama Álcalis Total vs Sílice (TAS) elaborado según Le Maitre et al. (2002). **B.** Diagrama de  $K_2O$  vs  $SiO_2$  para clasificación entre las series baja, media y alta en potasio, elaborado según Le Maitre et al. (2002).

### 5.3.2. Elementos traza

La distribución de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) presenta tendencias similares para cada una de las muestras analizadas en este trabajo. En general, las muestras de composición riolítica tienen un ligero enriquecimiento de algunos elementos litófilos de radio iónico grande («LILE»; e.g. Cs, Ba y Th) y también, se observa un ligero empobrecimiento de elementos como el Y (Figura 55). Al comprar estos valores con los datos obtenidos por Torres (2010) y Schmitt (1983) —aunque no están completos— se observan

tendencias similares, con algunas excepciones en el caso de elementos como el Pb, Sr, Zr y Eu (Figura 55).

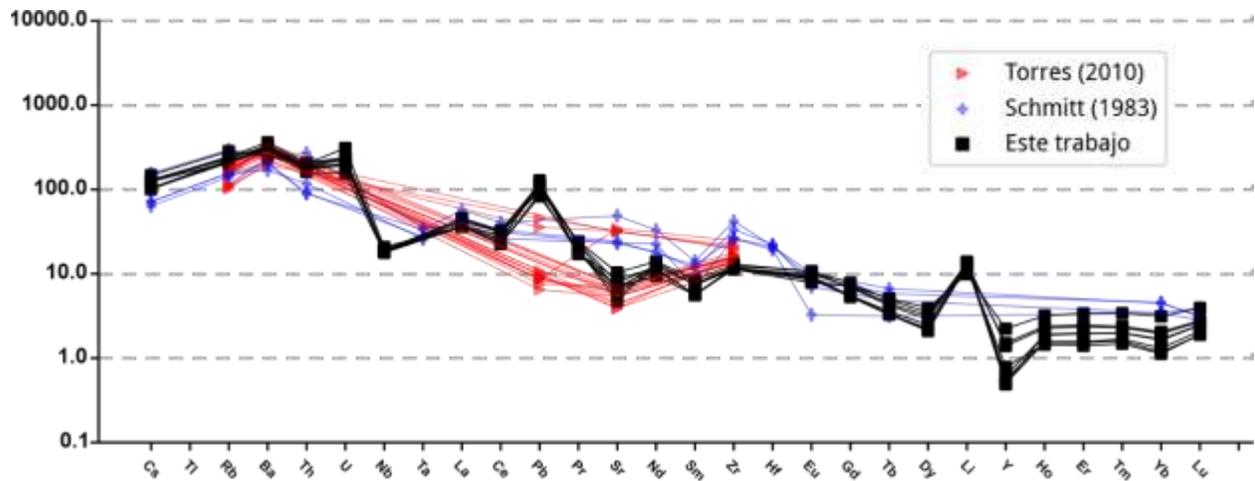
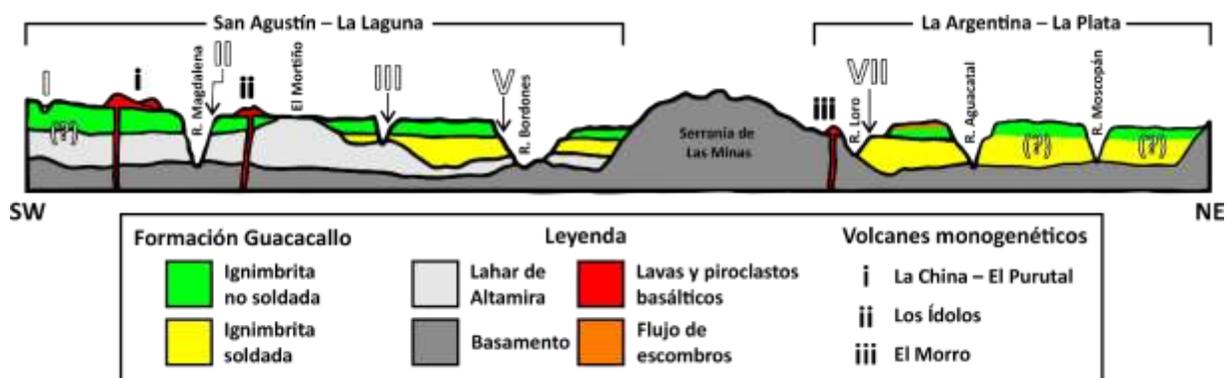


Figura 55. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo según Sun & McDonough (1989).

## 6. Discusión

La Formación Guacacallo aflora entre los municipios de San Agustín y La Plata, en el Huila, y está separada en dos partes principales por el alto topográfico conocido como la Serranía de Las Minas (Kroonenberg et al., 1981). En la Figura 56, se observa un corte geológico general, sin escala, realizado con base en las estaciones descritas en campo, donde se puede observar la distribución y posición estratigráfica de la ignimbrita, con respecto a las demás unidades geológicas de la zona de estudio. En la zona suroccidental, la base de la ignimbrita está en contacto, principalmente, con el Lahar de Altamira y la parte superior, con lavas y depósitos piroclásticos del Campo Volcánico Monogenético Isnos-San Agustín (Monsalve et al., 2020). La ignimbrita de la zona nororiental, reposa sobre rocas Cretácicas de la Formación Caballos y en la parte superior, está en contacto con un depósito de lahar tipo flujo de escombros, de extensión reducida, compuesto por clastos volcánicos y plutónicos.



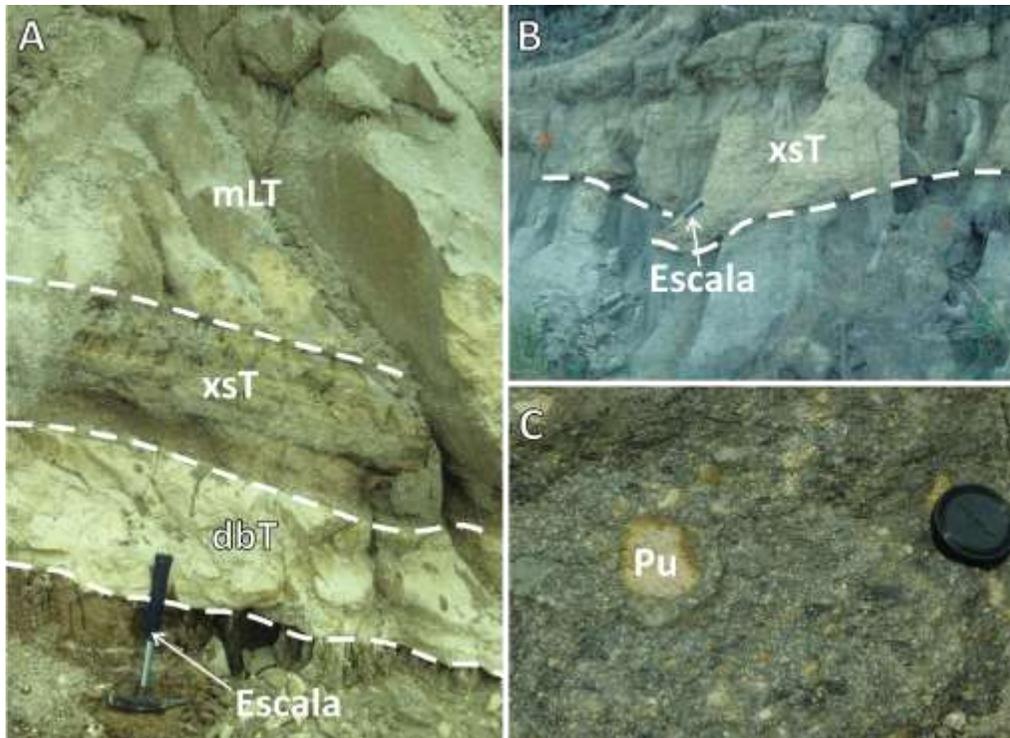
**Figura 56.** Corte esquemático SW-NE con la distribución generalizada de la Formación Guacacallo en la zona de estudio. La escala vertical está exagerada. Las flechas apuntan a la ubicación aproximada de algunas de las Secciones levantadas en este trabajo (I, II, III, V y VII).

Al suroccidente, entre las Secciones I y II, la ignimbrita corresponde a un depósito continuo, no soldado, con espesores entre 34 y 161 m, y litofacies similares entre sí (e.g. mT, pmLT, mLT, crmLT, mLTf; Figura 57). La sección II, es la más completa, siendo la litofacies mLT la más recurrente y de mayor espesor; las otras litofacies representan solo una proporción reducida. Entre las secciones III y V, la ignimbrita es un depósito continuo con espesores entre 32 y 237 m, compuesta por una base soldada, con espesores entre 24 y 180 m, y litofacies eutaxíticas (e.g. emLT, cremLT, *f*iemLT), que cambia gradualmente (i.e. sin evidencias de quiebres temporales o superficies de erosión) a un techo no soldado con espesores entre 5 y 17 m, y



- La Sección VII está separada ~30 km de las secciones ubicadas entre San Agustín y La Laguna por la Serranía de Las Minas (Figura 56).
- La falta de afloramientos en esta zona (cf. Kroonenberg et al., 1981; Wiel, 1991) dificultó reconocer la continuidad y distribución de litofacies que permitan establecer asociaciones directas con la parte soldada de la ignimbrita en las secciones III, IV y V. Por ejemplo, solo en la Sección VII se encontraron litofisas, descritas por la litofacies *PyemLT (toba-lapilli masiva eutaxítica con litofisas)*.
- Aunque Kroonenberg et al. (1981) y Wiel (1991) reconocen espesores de ignimbrita ininterrumpida de hasta 200 m, también resaltan la presencia de intercalaciones delgadas entre «capas de ceniza y niveles de conglomerados» hacia las partes distales del depósito entre La Argentina y La Plata.

Por otro lado, basado en el grado de soldamiento y su aspecto en campo, Kroonenberg et al. (1981) reconoció tres tipos de ignimbrita en la Formación Guacacallo: «**ignimbrita arenosa estratificada**», «**ignimbrita vitreofírica**» e «**ignimbrita gris-rosada común**». La «**ignimbrita gris-rosada común**» engloba de forma general las litofacies de la Sección V. No obstante, la «**ignimbrita arenosa estratificada**» y «**ignimbrita vitreofírica**», son diferentes a las de la Figura 57. En el corregimiento de Guacacallo, la «**ignimbrita arenosa estratificada**» o litofacies *xsT (toba-lapilli con estratificación cruzada, sensu Branney & Kokelaar, 2002)* estaría entre la litofacies *dbT* y *pmLT/mL*T de la Sección VI (Figura 58A). En la base de la ignimbrita en el municipio de La Argentina, Kroonenberg et al. (1981) describe una «**ignimbrita arenosa estratificada basal**» (Figura 58B) y también, una litofacies tipo vitrófiro (Figura 58C), las cuales no se observaron en este trabajo.



**Figura 58.** Base de la Formación Guacacallo en el corregimiento de Guacacallo y La Argentina (Kroonenberg et al., 1981). **A.** Litofacies mLT y dbT en contacto (línea a trazos) con la litofacies xsT o «Ignimbrita arenosa estratificada» *sensu* Kroonenberg et al. (1981) (corregimiento de Guacacallo). **B.** Base de la Formación Guacacallo en el municipio de La Argentina, con litofacies xsT o «Ignimbrita arenosa estratificada basal» *sensu* Kroonenberg et al. (1981). **C.** Vitrófiro en la base de la ignimbrita (vereda Cachipay, La Argentina); **Pu**: fragmento de pómez. Imágenes cortesía de Salomon Kroonenberg.

### 6.1. Interpretación de las litofacies

En síntesis, la continuidad y relativa uniformidad de la asociación litofacial observada de base a techo de la ignimbrita, su extensión y volumen, y los espesores de hasta 230 m (e.g. Sección V), son las principales evidencias de que la Formación Guacacallo se depositó de forma agradacional, por el paso de una corriente sostenida, cuasi-estable y no uniforme, generada por una erupción de gran magnitud (Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008; Martí et al., 2009; Giordano & Cas, 2021).

Ahora bien, las variaciones verticales y laterales de las 12 litofacies observadas, son el resultado de las fluctuaciones espaciotemporales en la zona límite de flujo durante la depositación, causadas por la dinámica misma de la erupción, la interacción del flujo con la topografía preexistente y también, los procesos inmediatamente posteriores emplazamiento del depósito (e.g.

soldamiento; Sparks et al., 1973; Walker, 1983; Fisher & Schmincke, 1984a; Cas & Wright, 1988; Branney & Kokelaar, 2002; Martí et al., 2009; Giordano & Cas, 2021). Así, basados en el modelo de depositación por agradación progresiva (Fisher, 1966; Branney & Kokelaar, 1992, 2002) y teniendo en cuenta las características del depósito estudiado, resulta plausible considerar la ignimbrita de la Formación Guacacallo como una sola unidad de flujo (una erupción, varios pulsos), cuyas características litofaciales, se pueden agrupar e interpretar en conjunto (Tabla 8), ya que su formación estaría asociada a condiciones similares en la zona límite de flujo:

**Tabla 7.** Descripción e interpretación detallada de las litofacias.

Litofacias	Descripción	Interpretación
<b>dbT</b> <b>(xsT)</b>	Depósito compuesto por capas muy delgadas de ceniza fina, bien seleccionada y espesores irregulares. Ubicada hacia la base del depósito en su parte más distal, siguiendo la forma de la topografía (Sección VI). El contacto con la litofacies pmLT es erosivo, este puede ser irregular o neto.	Depositación a partir de una CDP diluida, en una zona límite flujo controlada por tracción, asociada a un flujo turbulento que, en este caso, alcanzó primero la parte distal del depósito hacia el sector de Guacacallo. Por sus características y posición estratigráfica podría corresponder a una oleada de terreno (Sparks et al., 1973; Sparks & Walker, 1973).
<b>mLT</b> <b>(pmLT</b> <b>crmLT</b> <b>lmLT</b> <b>mLTf)</b>	Depósito masivo y mal seleccionado, compuesto por fragmentos de pómez y líticos (con diferentes concentraciones), embebidos en una matriz tamaño ceniza de tonalidades principalmente grises y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Estas litofacias se ubican principalmente hacia la parte superior del depósito, sobre las litofacias eutaxíticas de la ignimbrita soldada. En algunos casos, hay fragmentos de pómez alargados imbricados, formando una fábrica lineal (Sección I y II).	<p>En general, las litofacias masivas están asociadas a la depositación de CDPs concentradas, en una zona límite de flujo dominada principalmente por el escape de fluidos, con algunas variaciones a una dominada por flujo granular (e.g. mLTf). Los espesores y continuidad de las litofacias masivas (e.g. Sección V) indican procesos de agradación progresiva y sostenida, a partir de una CDP cuasi-estable, con tasas de sedimentación relativamente altas.</p> <p>Durante la depositación de las litofacias masivas, la interacción del flujo con la topografía, la elutriación y segregación de partículas finas —en una zona límite de flujo dominada por escape de fluidos— permitiría la formación litofacias subordinadas con concentraciones mayores de pómez lapilli, líticos y cristales en la matriz (i.e. pmLT, lmLT y crmLT; Sección II, III y V). Por ejemplo, la alternancia sucesiva de litofacias observadas en la parte alta de la Sección II, puede estar asociada a fluctuaciones locales (i.e. cambios en la concentración de partículas y velocidad) relativamente rápidas en las condiciones de una zona límite de flujo dominada principalmente por el escape de fluidos, a su vez, causadas por el comportamientos pulsátil de las CDPs (creciente – decreciente) o cambios en el aporte y tipo de partículas desde la fuente a la zona límite de flujo (Branney &amp; Kokelaar, 2002; Sulpizio et al., 2014).</p> <p>El desarrollo de fábricas lineales (i.e. imbricación) implican cambios en la forma del sustrato o aumentos en los esfuerzos de cizalla en la zona límite de flujo y/o probablemente, en la concentración de partículas en la corriente (Branney &amp; Kokelaar, 2002). Es decir, es posible que la litofacias mLTf se haya formado en una zona límite de flujo con características intermedias entre una dominada por escape de fluidos y otra por flujo granular (e.g. Sección I y II; Branney &amp; kokelaar, 2002).</p>

Litofacies	Descripción	Interpretación
<b>mT</b>	<p>Depósito compuesto por ceniza fina, masiva, bien seleccionada de tonalidad clara, ubicada al tope de la Sección I, en contacto neto con la litofacies mLT y espesores hasta de 3 m.</p>	<p>Depositación a partir de una zona límite de flujo controlada por la caída directa de partículas, donde la velocidad, concentración e interacción de partículas es baja. En general, están asociadas a la depositación de flujos diluidos (nubes de ceniza) que avanzan con velocidades reducidas en contacto con el substrato. Su formación podría estar asociada a la sedimentación y deposición de nubes de ceniza acompañantes (co-ignimbrita, inmediatamente posterior a la formación de la parte principal de la ignimbrita).</p> <p>Por sus características y posición estratigráfica, podría corresponder a una oleada de nube de ceniza acompañante (Sparks et al., 1973).</p>
<b>emLT</b> <b>(cremLT</b> <b>fiamLT</b> <b>lemLT</b> <b>PyemLT)</b>	<p>Depósito masivo, mal seleccionado, con tonalidades gris a violáceo, compuesto por líticos (volcánicos y metamórficos) y fragmentos de pómez aplanados (fiamme) de colores oscuros y claros, en una matriz con cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita. Se ubican hacia la base del depósito y componen la parte de mayor espesor de la Formación Guacacallo entre las secciones III y V. En la Sección VII se observaron litofisas de hasta 45 cm en un depósito soldado, donde la presencia de fiammes no es tan evidente como en las otras secciones.</p>	<p>El desarrollo de la textura eutaxítica está asociado a la deformación dúctil de las trizas vítreas y los fragmentos de pómez durante el soldamiento del depósito a altas temperaturas. La presencia de disyunción columnar en algunas partes del depósito y los cambios verticales en el grado de aplastamiento de los fragmentos con textura fiamme (e.g. Sección V) indicarían procesos de enfriamiento no homogéneos dentro de la misma unidad de flujo, los cuales dependen de las heterogeneidades del depósito, la temperatura del material depositado y las diferentes tasas de enfriamiento (Smith, 1960; Wilson, 1986).</p> <p>El gran espesor de la zona soldada del depósito (e.g. Secciones III y V), la disyunción columnar y la presencia de esferulitas y litofisas, estarían asociados a deposiciones a altas temperaturas y contenido de volátiles, y tasas de enfriamiento relativamente lentas (McPhie et al., 1993).</p> <p>El alto contenido de fiammes (<i>fiamLT</i>) —restringido a las partes intermedias de las secciones III y V— se habrían formado en las partes del depósito con una proporción de fragmentos juveniles tamaño lapilli alta —probablemente semejante a una litofacies pmLT—, que posteriormente fueron deformados durante la compactación y soldamiento del depósito. La tonalidad oscura o clara de las fiammes estaría dada por el grado de aplastamiento de cada uno de los fragmentos (Bull &amp; McPhie, 2007): las de color oscuro tiene mayor relación de aspecto y formas más alargadas.</p> <p>En el caso de la sección VII, las tasas de enfriamiento bajas habrían permitido el desarrollo de disyunción columnar y la formación de litofisas hasta de 45 cm durante la fase vapor (<i>PyemLT</i>); además, el bajo aplastamiento de los fragmentos con textura fiamme y baja deformación de las trizas vítreas (cf. 6.2. Petrografía), sugieren que en esta sección el soldamiento del depósito se dio principalmente por recristalización del material juvenil (i.e. desvitrificación) (Cas &amp; Wright, 1988; Fisher &amp; Schmincke, 1984a; Quane &amp; Russell, 2005; Smith, 1960). La migración de vapores y gases calientes liberados durante la fase vapor, puede arrastrar elementos y precipitar minerales al percolar en diferentes partes del depósito, entre ellos, óxidos de hierro que forman tonalidades rojizas discontinuas en el depósito (Wilson, 1986), como podría ser el caso de algunos afloramientos en la parte alta de Sección V (Figura 31A).</p>

## 6.2. Petrografía

La deformación y aplastamiento de las trizas vítreas, con diferentes grados de intensidad, indican que, durante la compactación del depósito, el material se encontraba en un estado dúctil, probablemente con temperaturas superiores o cercanas a las de la transición vítrea (Fisher & Schmincke, 1984a; Wilson, 1986; McPhie et al., 1993; Quane & Russell, 2005; Bull & McPhie, 2007). Algunas evidencias de este proceso:

- En los puntos donde la compactación a altas temperaturas ha sido intensa, las trizas vítreas están alineadas, unidas y el área de contacto entre ellas aumenta («*sintering*»; Figura 46B). En algunos casos, las trizas están deformadas siguiendo la forma de los cristales (Figura 46C).
- La deformación e incrustación de las trizas en los intersticios de los cristales de cuarzo (Figura 46C) requiere de una compactación en un estado dúctil a altas temperaturas (Fisher & Schmincke, 1984a).

No obstante, en los puntos donde la deformación de los fragmentos juveniles es baja, los procesos de recristalización (desvitrificación) y alteración durante la fase vapor, habrían tenido un papel importante en soldamiento del depósito (Fisher & Schmincke, 1984a; Wilson, 1986; McPhie et al., 1993; Quane & Russell, 2005; Bull & McPhie, 2007). Por ejemplo: algunas muestras tomadas en litofacies emLT, tienen trizas vítreas que aún conservan formas semicirculares-ovaladas, en «X», «Y» y curvadas (e.g. muestras JDI5, JDA3, JDA4 y JDF3), que están completamente recristalizadas (desvitrificadas) y a su vez, pueden estar asociadas a otros rasgos como la presencia de esferulitas o litofisas (e.g. muestra JDF3). La desvitrificación de las trizas vítreas forma una textura axiolítica compuesta por el desarrollo de microcristales aciculares de forma radial alrededor de un eje común (McPhie et al., 1993). Usualmente, estos cristales son polimorfos de sílice (e.g. cristobalita) o feldespatos que, al cristalizar, liberan volátiles (Smith, 1960; Fisher & Schmincke, 1984a; McPhie et al., 1993; Quane & Russell, 2005).

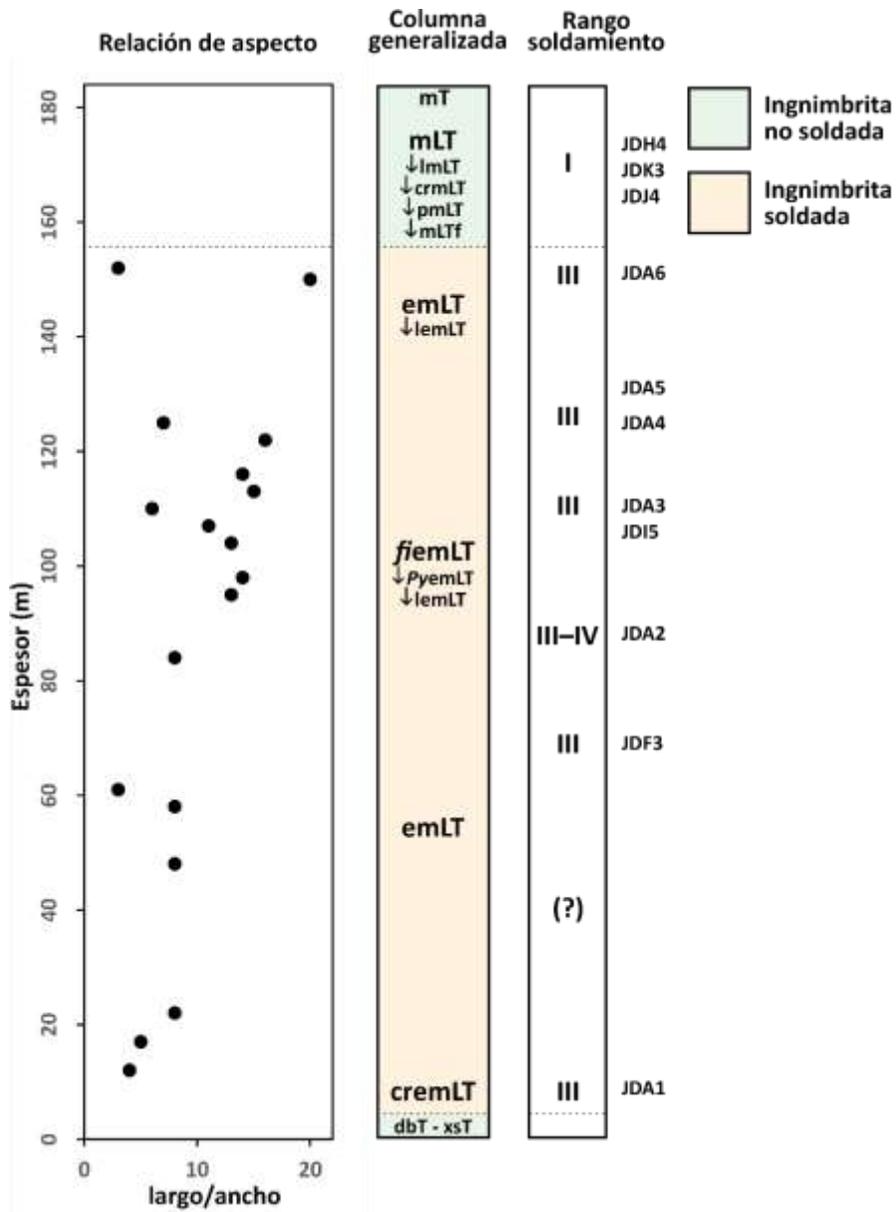
En los depósitos de este tipo y composición riolítica, estas texturas son indicadores de un emplazamiento a altas temperaturas —>500 °C o cercanas a la temperatura del magma

fragmentado— y enfriamientos relativamente lentos (Smith, 1960; Fisher & Schmincke, 1984a; Wilson, 1986; McPhie et al., 1993; Quane & Russell, 2005; Breitzkreuz et al., 2021). No obstante, algunas texturas serían productos secundarios causados por la alteración posterior del depósito. Por ejemplo, dónde la alteración ha sido más intensa, no se reconocen las trizas vítreas y la matriz está completamente remplazada (e.g. muestra JDE8; Figura 45C, D). También, la textura perlítica, serían producto de la hidratación y aumento de volumen del vidrio (Figura 47B; McPhie et al., 1993).

En el caso de las litofacies no soldadas (e.g. mLT), las trizas vítreas no están deformadas, conservan formas semicirculares-ovaladas, en «X», «Y» y curvadas —propias de la formación y coalescencia de burbujas durante la fragmentación del magma (Fisher & Schmincke, 1984b; McPhie et al., 1993)—, y están ordenadas de forma aleatoria (Figura 41A, B). Además, no hay evidencias de recristalización o alteración, probablemente debido a su ubicación en la parte superior del depósito, donde la carga litostática es menor y hay pérdida de calor rápida, y por ende mayor tasa de enfriamiento (Smith, 1960; Fisher & Schmincke, 1984a; McPhie et al., 1993; Quane & Russell, 2005).

### **6.2.1. Grado de soldamiento**

La distribución de los valores de relación de aspecto (largo/ancho; Figura 59) medidos en campo pueden ser útiles para tener una aproximación de los diferentes grados de compactación en una ignimbrita (Fisher & Schmincke, 1984; Bull & McPhie, 2007). A escala macroscópica, la ignimbrita de la Formación Guacacallo tiene variaciones texturales asociadas a la proporción y morfología de los fragmentos juveniles tamaño lapilli deformados (e.g. litofacies *f1emLT* y relación de aspecto, respectivamente). Sin embargo, en sección delgada es evidente que la compactación y deformación de las trizas vítreas en la parte soldada del depósito es similar en la mayoría de los casos (cf. Kroonenberg et al., 1981). Así, al comparar las características petrográficas observadas en la ignimbrita de la Formación Guacacallo, con los parámetros cualitativos establecidos por Quane & Russell (2005) para reconocer los rangos de soldamiento de un depósito en sección delgada (Tabla 9), se estableció que los rangos de soldamiento estarían entre III y IV para las litofacies eutaxíticas, y I en la parte no soldada del depósito (Tabla 9; Figura 59).



**Figura 59.** Relación de aspecto, distribución litofacial generalizada y rangos de soldamiento de la Formación Guacacallo. Los datos de relación de aspecto (largo/ancho) corresponden a los de la Sección V. La columna generalizada recoge de forma simplificada la distribución de las principales litofacies observadas. Rangos de soldamiento según Quane & Russell (2005).

**Tabla 8.** Rangos de soldamiento aproximados, según la petrografía.

Sección	Muestra	Litofacies	Soldamiento según Quane & Russell (2005)
II	JDH4	mLT	I
III	JDI5	emLT	III
	JDA2	emLT	III – IV
V	JDA3	emLT	III
	JDA4	emLT	III
	JDA6	emLT	III
VI	JDJ4	pmLT	I
VI	JDK3	mLT	I
VII	JDF3	emLT	III

Los rangos de la Figura 59 y la Tabla 9, se realizaron con el fin de tener una aproximación basada en el trabajo de Quane & Russell (2005) y corresponden a una caracterización simple de la distribución del rango de soldamiento en la ignimbrita de la Formación Guacacallo. Estos rangos se basan en apreciaciones petrográficas puntuales de las muestras recolectadas en campo, por lo que definir una clasificación exacta del rango de soldamiento requiere de otros análisis, tales como medidas de porosidad, densidad y otros ensayos de laboratorio.

### 6.3. Origen de la Formación Guacacallo

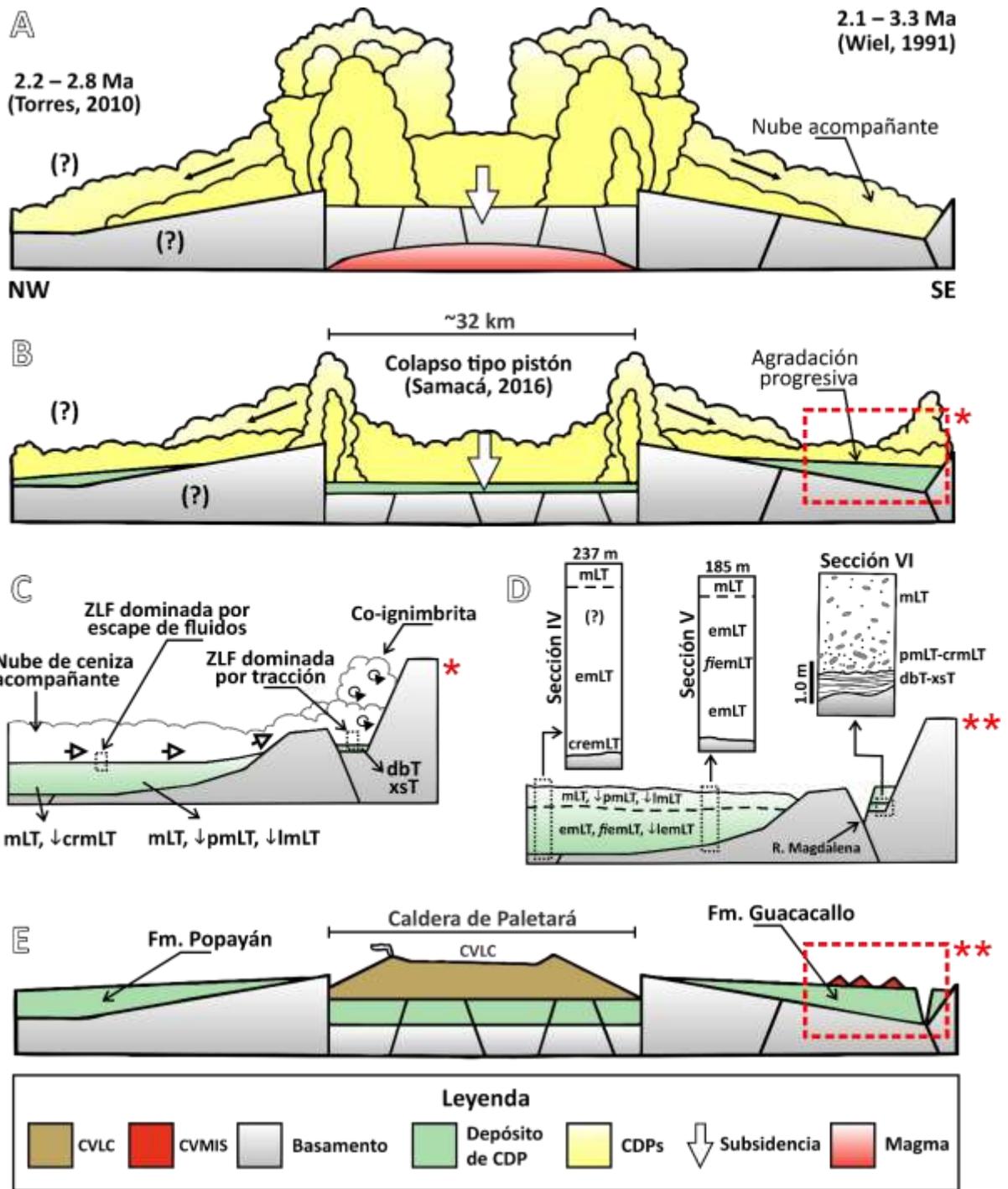
La ignimbrita de la Formación Guacacallo se habría originado a partir de un evento eruptivo de gran magnitud, en este caso, asociado directamente a la erupción que formó la caldera de Paletará (Figura 60A; Monsalve & Pulgarín, 1997; Torres et al., 1999; Torres, 2010). Se propone que la subsidencia continua del techo de la cámara magmática —asociado a un colapso tipo pistón según el análisis morfológico de Samacá (2016)—, generó CDPs sostenidas, cuasi-estables, con altos flujos de masa y tasas de sedimentación (Figura 60B; Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008; Martí et al., 2009; Giordano & Cas, 2021). El flujo asociado a la Formación Guacacallo, avanzó en dirección SE hasta el sector de Guacacallo, cubriendo la paleotopografía entre La Plata y San Agustín.

En el transcurso de la erupción, se depositó una CDP sostenida y concentrada, como se evidencia entre las secciones IV y V, donde el espesor total de la ignimbrita (237 m) está representado por litofacies masivas (Figura 60C). Posteriormente, durante el soldamiento del depósito, se formaron litofacies eutaxíticas hacia la base de este (e.g. emLT y *f*iemLT; Figura 60D). No obstante, en la parte distal (Sección VI), se depositó primero una parte diluida del flujo

que formó las litofacies dbT y xsT —probablemente asociadas a nubes de ceniza acompañantes (Figura 60C)—, que posteriormente fueron cubiertas por litofacies masivas asociadas al avance sostenido de la parte concentrada del flujo (e.g. litofacies pmLT y mLT; Figura 60D).

En la actualidad, en la parte interna de la caldera, se ubica la Cadena Volcánica de los Coconucos, la cual podría corresponder al vulcanismo post-caldera (Monsalve & Pulgarín, 1995; Torres et al., 1999; Torres, 2010). Fuera del anillo de la caldera, hacia la zona de estudio, está el Campo Volcánico Monogenético Isnos – San Agustín, cubriendo parcialmente la Formación Guacacallo (Figura 60E), del que se desconoce si tiene o no relación con el magmatismo de la caldera o de la cadena volcánica.

A partir de modelos numéricos y trabajos experimentales, diferentes autores han demostrado que estas erupciones formadoras de calderas están asociadas al vaciamiento casi total de una cámara magmática, cuyo diámetro es similar a las dimensiones de cráter de la caldera en superficie (Lipman, 1997; Gudmundsson, 1998; Geyer et al., 2006; Aguirre, 2008; Martí et al., 2009; Geshi et al., 2014). En el caso de la caldera de Paletará, la cámara magmática tendría un diámetro aproximado de 32 km (Samacá, 2016; Figura 60E) y un volumen mínimo —sin contemplar los depósitos intracaldera— de 225 km<sup>3</sup> (Torres, 2010).



**Figura 60.** Representación simplificada de la erupción asociada a la Formación Guacacallo. **A.** Inicio de la erupción y colapso del techo de la cámara magmática. **B.** Agradación progresiva de CDPs sostenidas y cuasi-estables durante el agotamiento de la cámara magmática. **C.** Depositación por agradación progresiva como se evidencia entre las secciones IV y VI, en el recuadro rojo (\*) de **B**; **ZLF**: zona límite de flujo. **D.** Asociación litofacial resultante entre las secciones IV y VI, en el recuadro rojo (\*\*). **D.** Cráter final de la caldera de Paletará y vulcanismo postcaldera. **CVLC**: Cadena Volcánica de los Coconucos y **CVMIS**: Campo Volcánico Monogenético Isnos – San Agustín.

Las interpretaciones sobre la erupción que generó las formaciones Guacacallo y Popayán (Figura 60) están basadas en las evidencias de campo y los trabajos de otros autores (Kroonenberg et al., 1981; Wiel, 1991; Torres et al., 1999; Torres, 2010; Samacá, 2016). No obstante, se deben tener en cuenta algunos aspectos importantes:

- En la caracterización de los depósitos vinculados a la formación de calderas, es importante identificar la litofacies tipo brecha co-ignimbrítica o «*lag-breccia*» en las zonas cercanas a la falla de anillo (Walker, 1983; Lipman, 1997; Branney & Kokelaar, 2002; Giordano & Cas, 2021). En este caso, Torres et al. (1999) y López et al. (2011), describen depósitos de ignimbrita y brechas al interior de la caldera de Paletará —correlacionables con las formaciones Guacacallo y Popayán—, y que estarían asociadas a la formación de esta estructura.
- Las dataciones que se tienen hasta ahora (e.g. Kroonenberg et al., 1982; Wiel, 1991; Torres, 2010), con edades entre  $2,1 \pm 0,4$  y  $3,3 \pm 0,2$ , no se realizaron en material juvenil, lo cual, resulta imprescindible para poder constreñir la edad de la erupción con mayor exactitud.
- La ausencia de litofacies o depósitos entre el basamento y la parte principal de la ignimbrita indicaría que no hubo actividad volcánica explosiva previa —o al menos significativa— al colapso de la caldera a través de las fallas en anillo (i.e. caldera formada por sobrepresión; Martí et al., 2009). Sin embargo, la formación de la parte principal de la ignimbrita pudo haber erosionado depósitos menores preexistentes.
- Las similitudes químicas entre las formaciones Guacacallo y Popayán son precisas, pero no exactas, pues los análisis existentes han sido realizados en roca total (i.e. en depósito), mas no en material juvenil (e.g. Kroonenberg et al., 1982; Schmitt, 1983; Wiel, 1991; Torres, 2010).

#### **6.4. Correlación de la Formación Guacacallo con la Formación Popayán**

La Formación Popayán también tiene espesores continuos de hasta 100 m de ignimbrita, está compuesta por litofacies soldadas de gran espesor hacia la base y litofacies no soldadas en la parte superior, que reposan directamente sobre el basamento (Formación Esmita) e infrayacen

depósitos de la Formación Coconucos (Torres, 2010). Macroscópicamente, ambas unidades comparten características texturales y composicionales, como la presencia de fiammes con diferentes tonalidades, la textura eutaxítica de las zonas soldadas, y en ambos casos, los depósitos están compuestos por fragmentos de pómez con vesículas tubulares y fragmentos líticos de diferente origen, embebidos en una matriz con abundantes cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y óxidos.

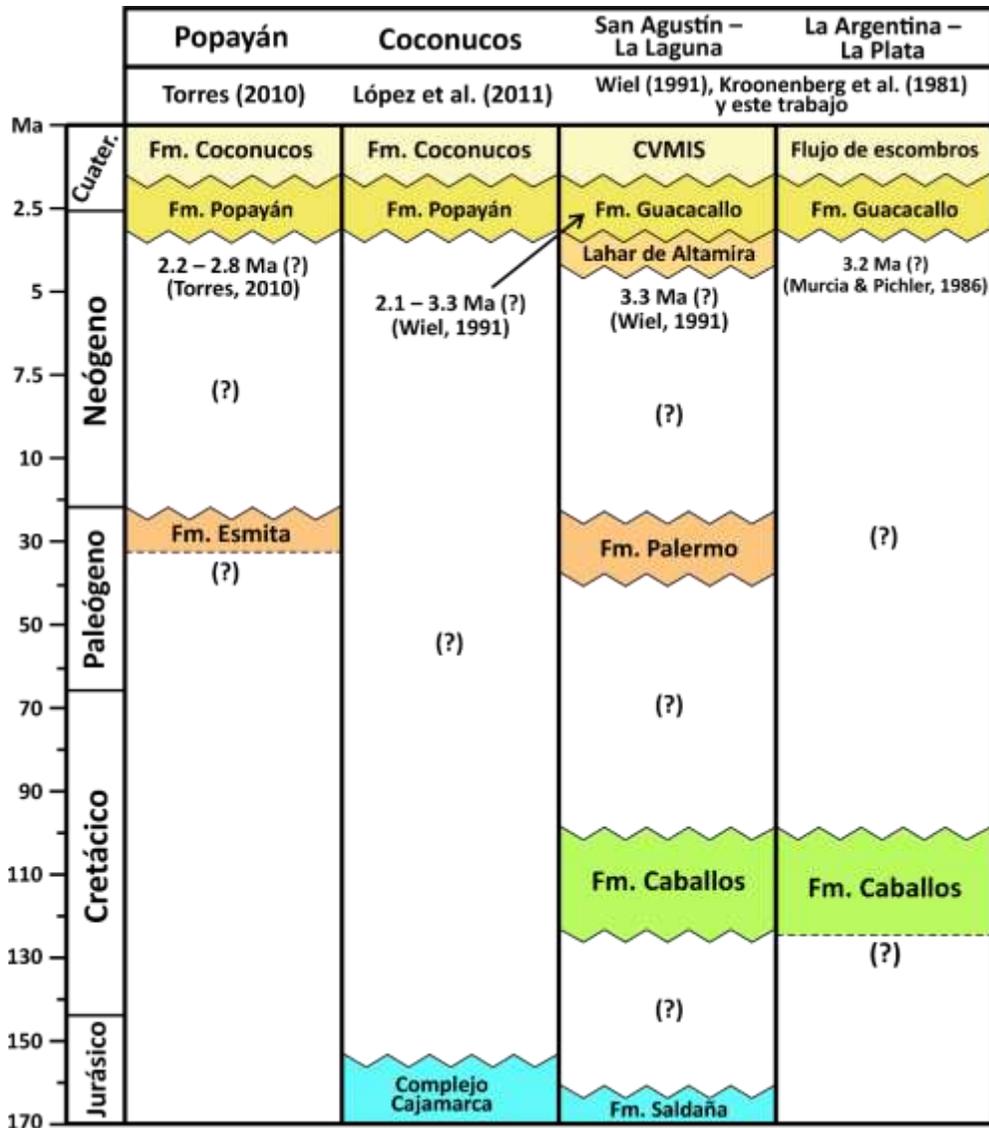
Petrográficamente, las características observadas por Torres (2010) en la Formación Popayán son similares a las de la Formación Guacacallo:

- Diferentes grados de aplastamiento y deformación de las trizas vítreas.
- Desvitrificación del material juvenil: textura esferulítica con diferentes formas (e.g. textura axiolítica de las trizas vítreas).
- Fiammes compuestas por vidrio vesiculado y denso no vesiculado, semejantes a las observadas en este trabajo (e.g. fiammes tipo **i** y **ii**; Sección V).
- Una matriz compuesta por trizas vítreas y la asociación de cristales libres de plagioclasa y cuarzo —con inclusiones vítreas en algunos casos—, y cristales de biotita y óxidos en menor proporción.
- Cristales de cuarzo con bordes y cavidades irregulares, rellenas con trizas vítreas incrustadas.
- Hornblenda casi ausente, incluso, en proporciones menores que los óxidos de Fe-Ti.

En este trabajo, se realizó un análisis químico únicamente de un fragmento de pómez (i.e. material juvenil *sensu stricto*; muestra JDH1), no obstante, los valores de óxidos mayores y elementos traza de cada una de las muestras analizadas son similares a los de esta muestra. Las concentraciones de elementos mayores y traza, obtenidas para la Formación Popayán por Torres (2010), tienen distribuciones similares a los presentados por Wiel (1991) y este trabajo para la Formación Guacacallo (Figuras 54 y 55). Por ejemplo, la composición de las formaciones Guacacallo y Popayán es riolítica (Figura 54A), con algunas excepciones de composición andesítica – traquiandesita en el trabajo de Torres (2010), que, según la autora, corresponden a un depósito diferente no correlacionable con la ignimbrita de la Meseta de Popayán (i.e. ignimbritas

de Pisojé Alto; cf. Torres, 2010). Solo en el caso del  $P_2O_5$ , existe una gran diferencia entre ambas formaciones, ya que las concentraciones de la Formación Popayán presentados por Torres (2010), están entre 0,26 y 3,17 wt. %, y son significativamente superiores a los de la Formación Guacacallo (0,027 – 0,642 wt. %). Por otro lado, los análisis químicos realizados por Schmitt (1983) carecen de una ubicación y descripciones exactas, por lo tanto, resulta inapropiado intentar correlacionarlos con los demás valores.

Así, las evidencias estratigráficas, litofaciales y composicionales obtenidas en este trabajo, corroboran algunas de las interpretaciones hechas en trabajos anteriores, que postulan la correlación entre las formaciones Guacacallo y Popayán, y su origen vinculado a la caldera de Paletará (Monsalve & Pulgarín, 1997; Torres et al., 1999; Torres, 2010; Samacá, 2016). De ser así, la génesis de la Formación Guacacallo y la caldera de Paletará descrita en el modelo de la Figura 60, necesariamente involucra un origen común para ambos depósitos. Al estar asociadas con el mismo evento eruptivo, las ignimbritas de las formaciones Guacacallo y Popayán corresponderían a una misma unidad estratigráfica y en ese sentido, resultaría apropiado reconocerlas —al menos de forma preliminar— como una sola Formación (Figura 61). A su vez, en el municipio de Coconucos (interior de la caldera), López et al. (2011) describe al menos 30 m visibles de una ignimbrita compuesta por abundantes fragmentos líticos volcánicos angulares, de hasta 1 m, y fragmentos de pómez con textura fiamme, que reposa sobre rocas metamórficas del Complejo Cajamarca e infrayace la Formación Coconucos, y que sería correlacionable con la Ignimbrita de Popayán (Figura 61).



**Figura 61.** Cuadro cronoestratigráfico de los depósitos asociados a la caldera de Paletará y las rocas del basamento. CVMIS: Campo Volcánico Monogenético Isnos – San Agustín.

Finalmente, teniendo en cuenta los datos presentados por Torres (2010) y la clasificación de ignimbritas presentada por Giordano & Cas (2021), las ignimbritas asociadas a la caldera de Paletará (ignimbritas de la Formación Guacacallo y Popayán) se pueden clasificar como «ignimbritas de gran volumen asociadas a la formación de calderas» o «*large caldera-forming ignimbrites*», usualmente generadas a partir de corrientes de densidad sostenidas (tipo *boiling-over*), con altos flujos de masa (entre  $10^7 - 10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ), desencadenadas por el colapso de una caldera a través de las fallas de anillo (Tabla 4). Cabe resaltar que, la recurrencia de estas erupciones es reducida, sin embargo, un evento de tal magnitud representa una gran amenaza para

la humanidad (Geyer & Martí, 2008) y como ya lo han demostrado algunas erupciones violentas registradas en tiempos recientes, sus consecuencias podrían ser catastróficas (e.g. volcán Calbuco, 2015 (Valderrama et al., 2016); volcán Pinatubo, 1993 (Scott et al., 1996); volcán Vesubio, 79 AD (Dellino et al., 2021) y volcán Hunga-Tonga Ha'apai, 2022 (Kusky, 2022)).

## 7. Conclusiones

Las características estratigráficas y litofaciales observadas, permitieron establecer que la Formación Guacacallo corresponde a una ignimbrita con espesores de hasta 230 m, constituida por una zona soldada hacia la base y otra no soldada en la parte superior, generada por la erupción que formó la caldera de Paletará (Plioceno – Pleistoceno).

La ignimbrita de la Formación Guacacallo tiene al menos 12 litofacies, generadas por las diferentes condiciones de depositación en la zona límite de flujo, durante la agradación progresiva de una CDP sostenida y cuasi-estable, y el subsecuente soldamiento del depósito.

La ignimbrita de la Formación Guacacallo está constituida por fragmentos de pómez tubulares y líticos, rodeados por una matriz constituida por trizas vítreas y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita.

Teniendo en cuenta las características petrográficas de la ignimbrita, se estimó que los rangos de soldamiento en las litofacies soldadas están entre III y IV, y I para las no soldadas.

La desvitrificación y deformación de las trizas vítreas, la presencia de esferulitas y litofisas en las litofacies soldadas, indican depositaciones a altas temperaturas, probablemente superiores a los 500 °C, y procesos de enfriamiento relativamente lentos.

La composición general de la Ignimbrita de la Formación Guacacallo es riolítica. Sin embargo, para obtener datos con mayor exactitud y alcance, se requiere de más análisis químicos elaborados en material juvenil.

Las evidencias estratigráficas, petrográficas y químicas, obtenidas en este trabajo, corroboran la correlación propuesta en trabajos anteriores entre las ignimbritas de las formaciones Guacacallo y Popayán, y su relación con la caldera de Paletará.

En conjunto, las ignimbritas de las formaciones Guacacallo y Popayán se podrían clasificar como «ignimbritas de gran volumen asociadas a la formación de calderas» o «*large caldera-forming ignimbrites*».

Las interpretaciones hechas en este trabajo, están condicionadas principalmente al conjunto de datos obtenidos con las secciones estratigráficas levantadas al suroccidente de la Formación Guacacallo, entre los municipios de San Agustín y La Laguna. Por esta razón, resulta imprescindible que, en el futuro se realicen trabajos de investigación que permitan conocer con mayor detalle la extensión y características de los depósitos extra- e intra-caldera asociados a la caldera de Paletará (e.g. costados N y S de la caldera).

Las observaciones realizadas en este trabajo son un ejemplo de la importancia de las descripciones litofaciales detalladas de los depósitos de CDPs y sus aplicaciones en el estudio de depósitos relacionados a los volcanes tipo caldera.

## Anexos

### Anexo 1. Medidas tomadas en campo

Sección	m	Facies	vol. % Líticos	vol. % Pómez	Max. Lítico(mm)	Max. Pómez(mm)	vol. % Cristales	Relación de aspecto	Muestra	Coordenadas	
										Este	Norte
II: Junín-Isnos	160	mLTf	6.5	4	40	40	17.5				
	158	cmLT	3	5.5	40	50	27.5				
	155	pmLT	2	12.5	5	100	7.5		JDH1	358061.7	215027.6
	147	mLT	2	20	5	200	12.5				
	141	mLT	2	7.5							
	135	mLT	2	2	25	80	7.5				
	120	mLT	2	3	6	25	22.5				
	105	mLT	2	3	4	40					
	101	lmLT	5	3	7	40					
	98	lmLT	5	3	8	32					
	95	mLT	3	3	36	36					
	78	mLT	5	3	10	30					
	51	mLT			32	26	17.5				
	41	lmLT	4	10	36	22	20		JDH4	357730.0	215849.7
	37	lmLT	7	5	26	18	22.5				
	32	mLT	4	7.5			25				
	24	mLT	3	2	12	10	17.5				
6	mLT	5	5	8	10	22.5					
III: Cábulos-Isnos	32	mLT									
	27	mLT	7.5	4	25	25	20				
	24	flemLT	2	2	18	15	15				
	21	flemLT	2	2	31	25	12.5	27	JD15	373323.5	214395.6
	11	emLT	2	2	6	20	15				
	10	emLT	2	2	45	14	15	14			
	7	emLT	2	2	12	15	17.5	15			
4	emLT	2		5		22.5					
IV: Salto de Bordonas	237	mLT	3	5	22.5						
	180	emLT	2	2	19	10	17.5				
	169	emLT	2	3	28	12	15				
	164	emLT	2	3	13		20	3			
	161	emLT	2	3	10	18	20	15			
	159	emLT	2	2	7	16	12.5				
	156	emLT	2	3.5	16	35	17.5				
153	emLT	2	3	15	30	17.5	13				

150	emLT	2	5	35	14	22				
145	emLT	2	2	5	6	17.5				
143	emLT	2	3	14		12.5	20			
141	emLT	2	2	16	15	22.5	15			
139	emLT	2	2	6	15	22.5				
136	emLT	2.5	2	23	53	17.5	27			
127	emLT	5	3	55	70	22.5	9			
124	emLT	3.5	3	50	56	15				
121	emLT	2	3	25	21	20	17			
118	emLT	2	4	4	18	22.5				
115	emLT	2	2	6	40	22.5				
112	emLT	3	3	10	35	17.5				
109	emLT	3	5	50	25	17.5	8			
106	emLT	3	3.5	8	45	20				
103	emLT	2	3	15	6	20				
100	emLT			15						
97	emLT	2	2	8	18	15				
94	emLT	2	2	13	6	15	10	JDE8	370340. 8	222177. 1
91	emLT	3	2	20	30	15	28			
88	emLT	2	2	7	15	17.5				
79	emLT		2		14	25				
76	emLT	3	2	12	5	25				
67	emLT	1	3	4	13	17.5				
57	emLT	2	2	10	8	17.5	2			
54	emLT									
48	emLT	2	2	6	10	20	10			
41	emLT	2	2	5	12	20				
38	emLT	2	3	8	4	20	6			
36	emLT	3	3	20	5	22.5				
23	cremLT									
20	cremLT	2	3	10	45	30	15			
15	cremLT	2	2	35	8	35				
12	cremLT	2	2	20	10	30	12			
9	cremLT	2	3	14	40	35	5			
6	cremLT	2	3	4	3	32.5				
<hr/>										
174	mLT	3	6	5	55	20				
161	mLT	5	12.5	30	60					
153	emLT	8	5	35	6					
152	emLT	3	8	25	30			JDA6	374966. 9	218299. 3
136	emLT	10	13.5	80	50	27.5	3			
134	lemLT	5	3	8	8	17.5		JDA5	375109. 1	218079. 5
131	lemLT	9	6	25	18	22.5				
128	emLT	9	3	12	6	25	20			
125	emLT	3	5	12	70	25	7	JDA4	375207. 7	218028. 4

V: Laguna Bordonos

122	emLT	5	3	12	40	27.5	16			
119	emLT	5	5	12	13	30				
116	emLT	2	3	12	27	25	14			
113	<i>f</i> emLT	3	4	12	7	20	15			
110	<i>f</i> emLT	3	4	12	5	30	6	JDA3	375509. 9	217953. 2
107	<i>f</i> emLT	3	3	12	45	27.5	11			
104	<i>f</i> emLT	3	5	12	15	25	13			
101	<i>f</i> emLT	2	3	12	30	17.5				
98	<i>f</i> emLT	3	10	12	35	20	14			
95	<i>f</i> emLT	4	15	12	70	20	13			
90	emLT	4	3	12	7	20				
87	emLT	3	3	12	10	25				
84	emLT	3	5	12	5	22.5	8			
81	emLT	3	3	12	9	15		JDA2	375790. 3	217766. 1
75	emLT	3	5	12	120	10				
72	emLT	3	3	12	32	18				
69	emLT	3	5	12	6	15				
61	emLT	3	2	12	12	16	3			
58	emLT	3	8	12	30	15	8			
54	emLT	4	5	12	9	15				
51	emLT	3	6	12	30	18				
48	emLT	6	5	12	25	15	8			
45	emLT	6	7	12	40	15				
42	emLT	3	3	12	40	15				
39	emLT	3	2	12	4	18				
36	emLT	3	0	12	0	15				
33	emLT	5	3	12	5	15				
22	emLT	5	5	12	25	15	8			
19	emLT	3	5	12	20	20				
17	emLT	3	8	12	90	20	5			
14	emLT	3	3	12	8	25				
12	emLT	3	6	12	4	30	4			
7	emLT	2	2	12	6	17		JDA1	376284. 8	217708. 2
53	mLT	2	5	8	10	10				
50	mLT	2	3	5	6	15				
48	mLT	2		4		10				
47	mLT									
45	mLT	2	3	3	4	10				
36	mLT	2	5	5	20	15				
31	mLT	0	3		5	15				
29	mLT	0	2		4	10				
27	mLT	0				15				
14	pmLT	3	5	50	45					

VI: Guacacallo



TÉCNICA		ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO INDUCTIVAMENTE ICP-MS																		
ID MUESTRA	REFERENCIA	Li	Be	Sc	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Cd	In	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
E21000550023	JDA3	19.808	2.688	2.026	2.182	2.607	7.079	50.465	21.033	2.394	138.334	0.199	0.025	3.222	2139	25.525	51.219	4.99	12.814	
E21000550024	JDA4	21.906	3.305	2.256	2.343	3.557	8.621	59.131	24.2	3.016	156.066	0.199	0.026	4.092	2533	31.1	57.9	6.462	16.716	
E21000550025	JDA2	21.209	2.797	1.884	1.251	2.659	6.335	44.533	20.889	2.814	141.717	0.127	0.023	3.337	2081	24.833	44.897	4.883	14.835	
E21000550026	JDA6	19.255	3.248	2.663	3.832	3.569	9.15	55.169	21.458	3.771	134.258	0.178	0.023	3.986	2278	31.011	55.726	6.69	18.996	
E21000550027	JDF3	21.698	3.338	1.867	1.444	2.952	9.641	54.054	22.083	3.106	147.368	0.167	0.024	4.031	2296	28.74	55.435	6.043	16.538	
E21000550028	JDG1	12.113	1.818	31.305	671.483	339.105	63.39	118.59	23.168	1.867	17.525	0.216	0.075	0.308	1321	55.615	106.233	12.974	44.288	
E21000550029	JDH1	15.859	3.628	2.121	8.733	3.046	8.431	40.702	20.687	3.401	180.048	0.133	0.014	4.739	1763	25.096	40.073	5.314	18.363	
E21000550030	JD5	19.797	2.96	2.175	2.729	2.668	7.008	51.482	20.682	3.226	131.777	0.123	0.023	3.279	2058	24.801	40.032	4.802	15.811	
E21000550031	JDE8	22.33	2.5	1.945	2.25	2.431	7.387	50.31	23.039	3.368	151.849	0.152	0.026	4.187	2273	24.754	41.155	4.764	15.477	
BHVO-2	BHVO-3	5.556	1.235	35.595	356.166	143.88	147.799	148.157	25.897	0.466	10.347	0.157	0.095	0.103	148	18.675	39.485	6.043	28.224	
B 1	Blanco 1	<0,5	<0,1	<0,05	<0,5	<0,5	<1	<4,0	<0,2	<0,4	<0,2	<0,08	<0,005	<0,05	<1,0	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
	<b>LIMITES DE CUANTIFICACIÓN</b>	<b>0.5</b>	<b>0.1</b>	<b>0.05</b>	<b>0.5</b>	<b>0.5</b>	<b>1</b>	<b>4</b>	<b>0.2</b>	<b>0.4</b>	<b>0.2</b>	<b>0.08</b>	<b>0.005</b>	<b>0.05</b>	<b>1</b>	<b>0.1</b>	<b>0.1</b>	<b>0.1</b>	<b>0.1</b>	
BHVO-2	Valor de referencia	4.5	1.076	31.83	287.2	119.8	129.3	103.9	21.37	0.7	9.261	0.152	0.117	0.0996	130.9	15.2	37.53	5.339	24.27	
TÉCNICA		ESPECTROMETRÍA DE MASAS CON PLASMA ACOPLADO INDUCTIVAMENTE ICP-MS																		
ID MUESTRA	REFERENCIA	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Tl	Pb	Bi	Th	U				
		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm			
		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg				
E21000550023	JDA3	2.497	1.442	3.246	0.36	1.618	0.257	0.756	0.124	0.65	0.155	1.189	20.852	0.06	15.45	4.294				
E21000550024	JDA4	3.341	1.802	4.106	0.455	2.134	0.316	0.95	0.147	0.807	0.182	0.926	21.613	0.102	17.617	5.018				
E21000550025	JDA2	2.544	1.444	3.265	0.363	1.643	0.252	0.731	0.118	0.582	0.141	0.852	20.676	0.062	15.028	4.059				
E21000550026	JDA6	3.799	1.796	4.666	0.531	2.557	0.393	1.184	0.176	1.013	0.206	0.524	17.877	0.06	14.531	4.159				
E21000550027	JDF3	3.349	1.659	4.265	0.482	2.345	0.371	1.128	0.171	0.964	0.2	0.683	21.301	0.06	16.559	4.945				
E21000550028	JDG1	9.762	3.367	12.228	1.377	7.259	1.096	3.203	0.397	2.361	0.395	0.087	5.76	<0,05	6.796	1.38				
E21000550029	JDH1	3.284	1.323	4.248	0.554	2.903	0.524	1.631	0.253	1.548	0.291	0.751	15.337	0.275	17.134	6.508				
E21000550030	JD5	2.489	1.496	3.169	0.355	1.549	0.238	0.675	0.11	0.556	0.141	0.492	16.693	<0,05	13.777	3.259				
E21000550031	JDE8	2.501	1.567	3.292	0.388	1.821	0.308	0.933	0.148	0.828	0.184	0.796	23.7	0.171	15.777	4.762				
BHVO-2	BHVO-3	7.238	2.327	8.71	0.974	6.828	1.053	3.172	0.419	2.25	0.374	0.02	<2,0	<0,05	1.146	0.524				
B 1	Blanco 1	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,01	<2,0	<0,05	<0,1	<0,005				
	<b>LIMITES DE CUANTIFICACIÓN</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.005</b>	<b>0.01</b>	<b>2</b>	<b>0.05</b>	<b>0.1</b>	<b>0.005</b>				

## Bibliografía

- Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., Mora, H., 2007. Strike-slip deformation within the Colombian Andes. *Geological Society, London, Special Publications* 272, 303–319. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.272.01.16>
- Aguirre, G., 2008. Types of collapse calderas. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 3, 012021. <https://doi.org/10.1088/1755-1307/3/1/012021>
- Bayona, G., Silva, C., Rapalini, A.E., Costanzo-Álvarez, V., Aldana, M., Roncancio, J., 2005. Paleomagnetismo Y Mineralogía Magnética En Rocas De La Formación Saldaña Y Unidades Cretácicas Suprayacentes En La Parte Norte Del Valle Superior Del Magdalena, Colombia. *Boletín de Geología* 27, 69–85.
- Bernet, M., Mesa Garcia, J., Chauvel, C., Ramírez Londoño, M.J., Marín-Cerón, M.I., 2020. Thermochronological, petrographic and geochemical characteristics of the Combia Formation, Amagá basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 104, 102897. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102897>
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2003.027>
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull Volcanol* 54, 504–520. <https://doi.org/10.1007/BF00301396>
- Branney, M. J., & Sparks, R. S. J., 1990. Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments. *Journal of the Geological Society*, 147(6), 919-922.
- Breitkreuz, C., Götze, J., Weißmantel, A., 2021. Mineralogical and geochemical investigation of megaspherulites from Argentina, Germany, and the USA. *Bull Volcanol* 83, 14. <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01434-7>
- Brown, R.J., Andrews, G., 2015. Chapter 36 - Deposits of Pyroclastic Density Currents, in: Sigurdsson, H. (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, pp. 631–648. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00036-5>
- Bull, K.F., McPhie, J., 2007. Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164, 205–216. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.05.005>
- Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A., Vervoort, J.D., 2016. Late Jurassic to Early Cretaceous plutonism in the Colombian Andes: A record of long-term arc maturity. *GSA Bulletin* 128, 1762–1779. <https://doi.org/10.1130/B31307.1>
- Bustamante, C., Cardona, A., Bustamante, A., Vanegas, J., 2019. Comment on ‘Petrotectonic characteristics, geochemistry, and UPb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes’ by Rodríguez et al. (2018). *Journal of South American Earth Sciences* 95, 101987. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.015>
- Bustos, E., Báez, W. A., Bardelli, L., McPhie, J., Sola, A., Chiodi, A., ... & Arnosio, M., 2020. Genesis of megaspherulites in El Viejo Rhyolitic Coulee (Pleistocene), Southern Puna, Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 82(6), 1-16.
- Cárdenas, J., Núñez-Tello, A., Fuquen, J., 2003. Geología de la plancha 388 Pitalito (Memoria Explicativa). Servicio Geológico Colombiano.

- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1988. Transport and deposition of subaerial pyroclastic flows and surges. *Volcanic Successions Modern and Ancient: A geological approach to processes, products and successions.*
- Cediel, F., Mojica, J., Macía, C., 1980. Definición estratigráfica del Triásico en Colombia, Suramérica - Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsletters on Stratigraphy* 73–104. <https://doi.org/10.1127/nos/9/1980/73>
- Dellino, P., Dioguardi, F., Isaia, R., Sulpizio, R., Mele, D., 2021. The impact of pyroclastic density currents duration on humans: the case of the AD 79 eruption of Vesuvius. *Sci Rep* 11, 4959. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-84456-7>
- Duarte, E., 2018. Provenance and diagenesis from two stratigraphic sections of the lower cretaceous Caballos formation in the upper Magdalena valley: Geological and reservoir quality implications. <https://doi.org/10.29047/01225383.88>
- Folkes, C. B., Wright, H. M., Cas, R. A., de Silva, S. L., Lesti, C., & Viramonte, J. G., 2011. A re-appraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 73(10), 1427-1454.
- Fisher, R.V., 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science* 264, 350–363. <https://doi.org/10.2475/ajs.264.5.350>
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984a. Pyroclastic Flow Deposits, in: Fisher, R.V., Schmincke, H.-U. (Eds.), *Pyroclastic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 186–230. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6_8)
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984b. Pyroclastic Fragments and Deposits, in: Fisher, R.V., Schmincke, H.-U. (Eds.), *Pyroclastic Rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 89–124. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6\\_5](https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6_5)
- Furque, C., Lucía, A., 2019. Geoquímica y geocronología del volcanismo jurásico al norte del Desierto de la Tatacoa (Formación Saldaña). *instname:Universidad de los Andes.*
- Geshi, N., Ruch, J., Acocella, V., 2014. Evaluating volumes for magma chambers and magma withdrawn for caldera collapse. *Earth and Planetary Science Letters* 396, 107–115. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.03.059>
- Geyer, A., Folch, A., Martí, J., 2006. Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 375–386. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.05.001>
- Geyer, A., Martí, J., 2008. The new worldwide collapse caldera database (CCDB): A tool for studying and understanding caldera processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175, 334–354. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.017>
- Gifkins, C. C., Allen, R. L., & McPhie, J., 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2), 29-47.
- Giordano, G., Cas, R.A.F., 2021. Classification of ignimbrites and their eruptions. *Earth-Science Reviews* 220, 103697. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103697>
- Gómez, J., Montes, N.E., 2020. *The Geology of Colombia*. Servicio Geológico Colombiano.
- Goto, Y., Suzuki, K., Shinya, T., Yamauchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., & Tomiya, A., 2018. Stratigraphy and lithofacies of the Toya Ignimbrite in southwestern Hokkaido, Japan: Insights into the caldera-forming eruption at Toya caldera. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 127(2), 191-227.
- Gudmundsson, A., 1998. Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. *Bull Volcanol* 60, 160–170. <https://doi.org/10.1007/s004450050224>

- Hanson, S. L., 2020. Word to the Wise: Spherulites and Lithophysae. *Rocks & Minerals*, 95(2), 183-187.
- Hubach, E., 1957. Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. Informe No. 1212. Ingeominas. Bogotá. p, 3-9.
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Kay, S.M., Coira, B., Wörner, G., Kay, R.W., Singer, B.S., 2011. Geochemical, isotopic and single crystal  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on the evolution of the Cerro Galán ignimbrites. *Bull Volcanol* 73, 1487–1511. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0410-7>
- Kroonenberg, S., Pichler, H., Schmitt, C., 1987. Young alkalibasaltic to nephelinitic volcanism in the Southern Colombian Andes - Origin by subduction of a spreading rift? *Zbl. Geol. Palaeont. Teil I.* (1987) 919-936.
- Kroonenberg, S., Pitcher, H., Diederix, H., 1982. Cenozoic alkalibasaltic to ultrabasic volcanism in the uppermost Magdalena Valley, Southern Huila Department, Columbia. *Geologia Norandina* 5 Mayo (1982) 19–26.
- Kroonenberg, S., Silvestre, L., Pastana, J., Pessoa, M., 1981. Ignimbritas Pliopleistocénicas en el suroeste del Huila, Colombia y su influencia en el desarrollo morfológico. *Revista CIAF (Bogotá)* 293–314.
- Kusky, T.M., 2022. Déjà vu: Might Future Eruptions of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai Volcano be a Repeat of the Devastating Eruption of Santorini, Greece (1650 BC)? *J. Earth Sci.* 33, 229–235. <https://doi.org/10.1007/s12583-022-1624-2>
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P. (Eds.), 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- Lindsay, J.M., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., Wemmer, K., 2001. La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world’s largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106, 145–173. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00270-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00270-5)
- Lipman, P. W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of volcanology*, 59(3), 198-218.
- López, S., Cañola, E., Toro, G., Pulgarín, B., Hermelín, M., 2011. Geología Del Miembro Chagarton De La Formación Coconucos. *Boletín de Geología* 33, 101–116.
- Marquínez, G., Rodríguez, Y., Fuquen, J., 2003. Plancha 365 Coconuco (Memoria Explicativa). Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- Marshall, P., 1935. Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Trans. Roy. Soc. NZ* 64, 81–131.
- Martí, J., Ernst, G.G., 2005. *Volcanoes and the Environment*. Cambridge University Press.
- Martí, J., Geyer, A., Folch, A., 2009. A genetic classification of collapse calderas based on field studies, and analogue and theoretical modelling. *Volcanology: the Legacy of GPL Walker*. IAVCEI-Geological Society of London, London 249–266.
- Martí, A., Folch, A., Costa, A., & Engwell, S., 2016. Reconstructing the plinian and co-ignimbrite sources of large volcanic eruptions: A novel approach for the Campanian Ignimbrite. *Scientific reports*, 6(1), 1-11.

- Martí, J., Gropelli, G., Brum da Silveira, A., 2018. Volcanic stratigraphy: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 357, 68–91. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006>
- Martínez, L., Valencia, R., Ceballos, J., Narváez, M., Pulgarín, B., Correa, T., ... & Pardo, N., 2014. Geología y estratigrafía del complejo volcánico Nevado del Ruiz. Informe final, Bogotá–Manizales–Popayán. Servicio Geológico Colombiano, 94–381.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R.L., Deposit, U. of T.C. for O., Studies, E., 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Miller, C.F., Wark, D.A., 2008. Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements* 4, 11–15. <https://doi.org/10.2113/GSELEMENTS.4.1.11>
- Mojica, J., Macía, C., 1988. Nota preliminar sobre la ocurrencia de improntas de vertebrados (*Batrachopus* sp.) en sedimentitas de la Formación Saldaña, región de Prado-Dolores, Valle Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana* 16, 89–94.
- Mojica, J., Prinz-Grimm, P., 2000. La fauna de Amonitas del Triásico Tardío en el Miembro Chicalá (=parte baja de la Formación Saldaña) en Payandé, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana* 25, 13–23.
- Monsalve, M.L., 2000. Catálogo de las volcanitas Neógenas de Colombia, Fascículo Formación Coconucos. INGEOMINAS.
- Monsalve, M.L., Gómez, J., Núñez-Tello, A., 2020. Rear arc small–volume basaltic volcanism in Colombia: Monogenetic volcanic fields, in: *The Geology of Colombia*. Servicio Geológico Colombiano.
- Monsalve, M. L., & Pulgarín, B., 1997. Evidences of calderic megastructure in the southern Colombian Andes. IAVCEI General Assembly. Abstracts, 15p. Puerto Vallarta, México
- Monsalve, M.L., Pulgarín, B., 1995. Cadena volcánica de Los Coconucos (Colombia): centros eruptivos y productos recientes. *Boletín Geológico* 37, 16–51.
- Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L.I., Reyes, G., Strecker, M.R., 2009. The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research* 21, 111–137. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2008.00367.x>
- Mora, A., Venegas, D., Vergara, L., 1998. Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el Sector Norte de la Cuenca del Putumayo, Departamento del Caquetá, Colombia. *Geología Colombiana* 23, 31–77.
- Moreno, M., Gómez Cruz, A. de J., Castillo González, H., 2008. Graptolitos del Ordovícico y geología de los afloramientos del río Venado (norte del departamento del Huila). *Boletín de Geología* 30, 9–19.
- Murcia, H., Borrero, C., Németh, K., 2019. Overview and plumbing system implications of monogenetic volcanism in the northernmost Andes' volcanic province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Maar and environmental change - monogenetic volcanism in changing environments* 383, 77–87. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.013>
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M., Scolamacchia, T., 2013. Depósitos volcánoclasticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central* 15–39.

- Murcia, A., & Pichler, H., 1986. Geoquímica y dataciones radiométricas de las ignimbritas cenozoicas del SW de Colombia.
- Newhall, C.G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 87, 1231–1238. <https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>
- Newhall, C., Self, S., & Robock, A., 2018. Anticipating future Volcanic Explosivity Index (VEI) 7 eruptions and their chilling impacts. *Geosphere*, 14(2), 572-603.
- Orrego, A., París, G., Ibañez, D., Vásques, E., 1996. Geología y geoquímica de la Plancha 387-Bolívar (Memoria Explicativa). Servicio Geológico Colombiano.
- Pacheco-Hoyos, J. G., Aguirre-Díaz, G. J., & Dávila-Harris, P., 2018. Boiling-over dense pyroclastic density currents during the formation of the ~ 100 km<sup>3</sup> Huichapan ignimbrite in Central Mexico: Stratigraphic and lithofacies analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 268-282.
- Patarroyo, P., 2011. Sucesión de amonitas del Cretácico Superior (Cenomaniano – Coniaciano) de la parte más alta de la Formación Hondita y de la Formación Loma Gorda en la quebrada Bambucá, Aipe - Huila (Colombia, s. a.). *Bol. Geol.* 33.
- Porta, J.D., 1965. La estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el Extremo S del valle Medio del Magdalena. *Bol. Geol.* 5–50.
- Quane, S.L., Russell, J.K., 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull Volcanol* 67, 129–143. <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0367-5>
- Rodríguez, G., 2018. Caracterización petrográfica, química y edad Ar-Ar de cuerpos porfídicos intrusivos en la formación Saldaña. *Boletín Geológico* 5–23. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.44.2018.5>
- Rodríguez, G., Arango, M.I., Zapata, G., Bermúdez, J.G., 2018a. Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 81, 10–30. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012>
- Rodríguez, G., Arango, M.I., Zapata, G., Bermúdez, J.G., 2018b. Petrotectonic characteristics, geochemistry, and U-Pb geochronology of Jurassic plutons in the Upper Magdalena Valley-Colombia: Implications on the evolution of magmatic arcs in the NW Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 81, 10–30. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.012>
- Rodríguez, G., Mejía, M., G., G., Bermúdez, J., 2015. Características petrográficas, geoquímicas y edad u-pb de los plutones Jurásicos del Valle Superior del Magdalena.
- Rodríguez, G., Zapata, G., Arango, M.I., Bermúdez, J.G., 2017. Caracterización petrográfica, geoquímica y geocronología de rocas granitoides pérmicas al occidente de La Plata y Pacarní - Huila, Valle Superior del Magdalena - Colombia. *Boletín de Geología* 39, 41–68. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017002>
- Roverato, M., Giordano, D., Echeverri-Misas, C. M., & Juliani, C., 2016. Paleoproterozoic felsic volcanism of the Tapajós Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 98-106.
- Ruiz, S., Marquinez, G., 2003. Geología de la plancha 343 Silvia (Memoria Explicativa). Servicio Geológico Colombiano.
- Samacá, W., 2016. Análisis morfométrico y Geomorfológico de la Caldera de Paletará (Cauca), Colombia.

- Samacá, W., Sánchez, J.J., 2018. Morphometry of volcanic features associated with Los Coconucos Volcanic Chain (CVLC), Colombia. *Boletín de Geología* 40, 15–28. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018001>
- Schmitt, C., 1983. Petrologische untersuchungen junger vulcanite in sudkolumbien. Eberhard-Karls-Universität Tübingen.
- Schmitt, C., Pichler, H., 1988. Cenozoic ignimbrites of the central andes: A new genetic model, in: Bahlburg, H., Breitkreuz, C., Giese, P. (Eds.), *The Southern Central Andes: Contributions to Structure and Evolution of an Active Continental Margin*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 183–197. <https://doi.org/10.1007/BFb0045182>
- Schwabe, E., Toro, G., Kairuz, C., P. Ferreira, 2001. Edades por trazas de fisión de circones provenientes de la Formación Saldaña, Valle Superior del Magdalena. *Bol. Geol.* 23, 31–40.
- Scott, W., Hoblitt, R., Torres, R., Self, S., Martinez, M., Nilos, T., 1996. Pyroclastic Flows of the June 15, 1991, Climactic Eruption of Mount Pinatubo, in: *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines.
- Smith, R.L., 1960. Zones and zonal variations in welded ash flows (USGS Numbered Series No. 354- F), Zones and zonal variations in welded ash flows, Professional Paper. U.S. Geological Survey, Washington, D.C. <https://doi.org/10.3133/pp354F>
- Smithsonian Institution, 2013. *Volcanoes of the World*, v. 4.10.6 Venzke, E.
- Sparks, R.S.J., 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23, 147–188. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1976.tb00045.x>
- Sparks, R.S.J., Blundy, J.D., Cashman, K.V., Jackson, M., Rust, A., Wilson, C.J.N., 2021. Large silicic magma bodies and very large magnitude explosive eruptions. *Bull Volcanol* 84, 8. <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01510-y>
- Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L., 1973. Products of Ignimbrite Eruptions. *Geology* 1, 115–118. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1973\)1<115:POIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1973)1<115:POIE>2.0.CO;2)
- Sulpizio, R., Dellino, P., 2008. Chapter 2 Sedimentology, Depositional Mechanisms and Pulsating Behaviour of Pyroclastic Density Currents, in: Gottsmann, J., Martí, J. (Eds.), *Developments in Volcanology, Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*. Elsevier, pp. 57–96. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00002-2](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00002-2)
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D.M., Sarocchi, D., 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 283, 36–65. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.014>
- Sun, S. -s, McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19, 787–813. <https://doi.org/10.1029/2000TC900004>
- Terry, R.D., Chilingar, G.V., 1955. Summary of “Concerning some additional aids in studying sedimentary formations,” by M. S. Shvetsov. *Journal of Sedimentary Research* 25, 229–234. <https://doi.org/10.1306/74D70466-2B21-11D7-8648000102C1865D>

- Torres, M.P., 2010. Petrografía, geocronología y geoquímica de las ignimbritas de la Formación Popayán, en el contexto del vulcanismo del suroccidente de Colombia (Master Thesis). Universidad EAFIT.
- Torres, M.P., Monsalve, M.L., Pulgarín, B., Cepeda, H., 1999. Caldera de Paletará: aproximación a la fuente de las Ignimbritas del Cauca y Huila (Colombia). *Boletín Geológico* 37, 1–15.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 157–171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Tricart, J., Trautmann, J., 1974. Quelques aspects de l'évolution géomorphologique Quaternaire du haut bassin du Magdalena. *Bull. Inst. Fr. Et. And* 3, 37–58.
- Valderrama, O., Cardona, C., Gil-Cruz, F., 2016. Erupción sub-pliniana del Volcán Calbuco (Chile), Abril de 2015, un ejemplo de erupciones intempestivas con pocos premonitorios.
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., Villegas, H., 2005. The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics, Andean Geodynamics*: 399, 313–329. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.028>
- Velandia, F., Ferreira, P., Rodríguez, G., Núñez-Tello, A., 2001a. Levantamiento geológico de la plancha 366 Garzón (Memoria Explicativa). Servicio Geológico Colombiano.
- Velandia, F., Núñez-Tello, A., Marquinez, G., 2001b. Mapa Geológico del Huila (Memoria Explicativa). Servicio Geológico Colombiano, Bogotá.
- Velandia, F., Terraza, R., Villegas, H., 2001c. El Sistema de Fallas de Algeciras hacia el suroeste de Colombia y la actual transpresión de los Andes del Norte, in: VIII Congreso Colombiano de Geología. Memorias, Manizales.
- Vergara, L.S., 1997. Stratigraphy, foraminiferal assemblages and paleoenvironments in the Late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia (part I). *Journal of South American Earth Sciences* 10, 111–132. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00010-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00010-2)
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Explosive Volcanism* 17, 65–88. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90062-8](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90062-8)
- Walker, G.P.L., 1981. Plinian eruptions and their products. *Bull Volcanol* 44, 223. <https://doi.org/10.1007/BF02600561>
- Walker, G.P.L., 1973. Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme. *Geol Rundsch* 62, 431–446. <https://doi.org/10.1007/BF01840108>
- Walker, G.P.L., 1971. Grain-Size Characteristics of Pyroclastic Deposits. *The Journal of Geology* 79, 696–714.
- Wenyan, S., & Xueyi, Z., 2013. Review of characteristics and genesis of lithophysae. *Acta Geol. Sinica*, 87, 57-59.
- Wiel, A.M. van der, 1991. Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley (phd). S.I.
- Wilson, C.J.N., 1986. Pyroclastic flows and ignimbrites. *Science Progress (1933- )* 70, 171–207.
- Wilson, C.J.N., Cooper, G.F., Chamberlain, K.J., Barker, S.J., Myers, M.L., Illsley-Kemp, F., Farrell, J., 2021. No single model for supersized eruptions and their magma bodies. *Nat Rev Earth Environ* 2, 610–627. <https://doi.org/10.1038/s43017-021-00191-7>
- Yu, Q.-Y., Bagas, L., Yang, P.-H., Zhang, D., 2019. GeoPyTool: A cross-platform software solution for common geological calculations and plots. *Geoscience Frontiers* 10, 1437–1447. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.08.001>

Zuluaga, I., Borrero, C., 2011. Definición del campo volcánico monogenético de San Agustín (CVSA), Huila, Colombia. s.n., Manizales.