

Universidad EAFIT  
Escuela de ciencias

**Análisis de la distribución de tamaño de los cristales de  
glaucofana en los esquistos azules de Jambaló**

Juan Sebastián Camargo Bernales

Director: Prof. Camilo Bustamante

PROYECTO DE GRADO

Programa de Geología

Colombia-Medellín

2020

## **Resumen**

Las texturas de las rocas son el reflejo de los procesos de cristalización relacionados con variaciones en las condiciones de presión y temperatura, entre otras variables. La cuantificación de dichas texturas puede revelar tendencias de cristalización que se pueden ligar a eventos tectónicos, lo que normalmente se hace a partir de la geoquímica. Se ha demostrado que en las rocas metamórficas de alta presión asociadas a zonas de subducción se pueden desarrollar minerales índices como la glaucofana, granate, circón y esfena a partir de diversos mecanismos como milonitización entre rocas de diferente litología y rocas con alto contenido en SiO<sub>2</sub>. Los esquistos azules de Jambaló muestran condiciones tectónicas, geoquímicas y trayectorias de presión-temperatura (P-T) que permiten el desarrollo de esta mineralogía. El análisis de la distribución de tamaño de cristales permitió definir las diferentes etapas de cristalización para las glaucofanas y asociarlas a un modelo de zona de subducción de arco de isla que se produjo durante el Cretácico tardío en la margen occidental de Colombia.

**Palabras clave:** Esquistos azules; Tectónica; Distribución de tamaño de grano; Geoquímica; Zonas de subducción.

## Contenido

1. Introducción .....	4
2. Geología regional .....	5
2.1) Rocas metamórficas de alta presión en Colombia .....	8
3. Metodología .....	13
4. Resultados .....	16
5. Discusión .....	20
6. Conclusión .....	25
7. Referencias.....	26

## 1. Introducción

Las observaciones texturales de las rocas a partir de petrografía han sido usualmente descriptivas, sin embargo el desarrollo relativamente reciente de modelos que explican los procesos de cristalización magmática a partir de la cuantificación de estas texturas (Marsh, 1988, 1998) ha tenido un gran impacto en la petrología ígnea, ya que se dieron los lineamientos para determinar condiciones térmicas y de crecimiento de los cristales en las rocas, además de los procesos que intervienen durante la solidificación del magma (Higgins, 2000). Debido a que estos procesos no modifican la química de las rocas, fue poca la atención que se prestó a la cuantificación de las texturas, ya que los análisis geoquímicos e isotópicos son los que predominan actualmente en los estudios de petrología (Higgins, 2006). Aunque son varios los parámetros que pueden ser cuantificados en las rocas ígneas, el más común actualmente es el tamaño de los cristales, y la distribución de ese tamaño en tres dimensiones constituye lo que se conoce como distribución del tamaño de los cristales (DTC) (Marsh, 1988; Cashman y Marsh, 1988; Higgins, 2000).

Recientemente se han hecho análisis de Distribución del Tamaño de los Cristales (DTC) en rocas metamórficas en diferentes ambientes tectónicos y usando diferentes minerales, aprovechando el conocimiento que se tiene a partir de su desarrollo en rocas ígneas (e.g. Jones y Galwey, 2016; Azpiroz y Fernández, 2002). En granates ha permitido entender los desequilibrios o cambios que se generan durante las reacciones metamórficas en rocas de alta presión, complementando con análisis geoquímicos (Cheng et al., 2008); en anfíboles se ha aplicado para entender el crecimiento de cristales durante el cambio de facies esquistoso verde a anfibolita, y en las condiciones estructurales que condicionan dicho cambio (Azpiroz y Fernández, 2002). A pesar del potencial de este tipo de estudios, en Colombia su aplicación se ha limitado a las rocas ígneas de la Cordillera Central, con el fin de investigar las tasas de nucleación y crecimiento durante los procesos de enfriamiento de magmas (Rayo y Zuluaga, 2008).

Las tasas de nucleación y crecimiento en una roca metamórfica están reflejadas en la distribución del tamaño de los cristales. Esta característica registra los estados de su evolución, incluyendo las condiciones del metamorfismo prógrado, la retrogradación y las recristalizaciones estática y dinámica (Azpiroz y Fernández, 2002; Marsh, 1988). Esto facilita el estudio de los procesos cinéticos y físicos que ocurren durante la cristalización, dentro de los cuales se puede analizar el impacto de los procesos físicos y químicos que se dan en la roca (Marsh, 1988). Estas distribuciones se pueden medir directamente, siempre y cuando los cristales se puedan extraer enteros de un volumen de roca (Higgins, 2000), o por medio de un análisis estadístico comparativo de la forma de los cristales en tres dimensiones (3D) (Morgan y Jerram, 2006).

En este trabajo se busca aplicar la técnica de distribución del tamaño de los cristales en rocas metamórficas de la Cordillera Central de Colombia, específicamente los Esquistos azules de Jambaló (Cauca; Figura 1), los cuales presentan cristales glaucofana que pudieron haber crecido a partir de un metamorfismo de alta presión y en una retrogradación debido a una descompresión que generó un desequilibrio de estos minerales con la matriz. Con esta técnica se busca determinar la influencia del metamorfismo de alta presión en las tasas de nucleación y crecimiento de glaucofanas y su posible relación con la dinámica de las zonas de subducción del Cretácico tardío en Colombia.

## **2. Geología regional**

La evolución tectónica Mesozoica de Colombia está marcada por la separación de Pangea durante el Pérmico-Triásico y la subsecuente interacción de las placas Pacífica, Caribe y Nazca, la cual dio origen a la sucesión de procesos de subducción y colisión de terrenos que fueron construyendo la que hoy es la margen oeste de los Andes del Norte (Jaillard et al., 1990, 2000; Toussaint, 1995; Ramos, 2009; Pindell y Keenan, 2010).

La Cordillera Central de los Andes Colombianos tiene un basamento formado por rocas metamórficas de media a alta P/T con edades de metamorfismo que van desde el Proterozoico hasta el límite Cretácico-Terciario (Ordóñez-Carmona et al., 2006; Vinasco et al., 2006; Bustamante y Juliani, 2011; Villagómez et al., 2011; Blanco-Quintero et al., 2014) y algunas de ellas están intruidas por rocas plutónicas Meso-Cenozoicas (Bustamante et al., 2010; Villagómez et al., 2011; Aspdén et al., 1987). Estas rocas metamórficas están en contacto fallado con rocas volcano-sedimentarias Mesozoicas de afinidad oceánica (Maya y González, 1995).

El basamento metamórfico en el flanco occidental de la Cordillera Central está compuesto por rocas con metamorfismo de media a alta presión que incluyen principalmente esquistos anfibólicos, anfibolitas, metagabros y lentes de esquistos azules y eclogitas, agrupadas en el denominado Complejo Arquía (Maya y González, 1995; Bustamante, 2008). Este complejo conforma una franja alargada en sentido norte-sur limitada al este por la falla Cauca-Almaguer y al oeste por la falla Silvia-Pijao (Maya y González, 1995). No existen muchos datos sistemáticos sobre las edades de metamorfismo de los diferentes tipos de rocas que conforman este complejo. Se reporta una edad Ar-Ar en hornblenda de ~107 Ma en anfibolitas, mientras que en las rocas de alta presión las edades Ar-Ar en mica blanca son de ~120 Ma para los esquistos de Barragán y de ~64 Ma para los esquistos de Jambaló (Bustamante, 2008; Bustamante et al., 2011).

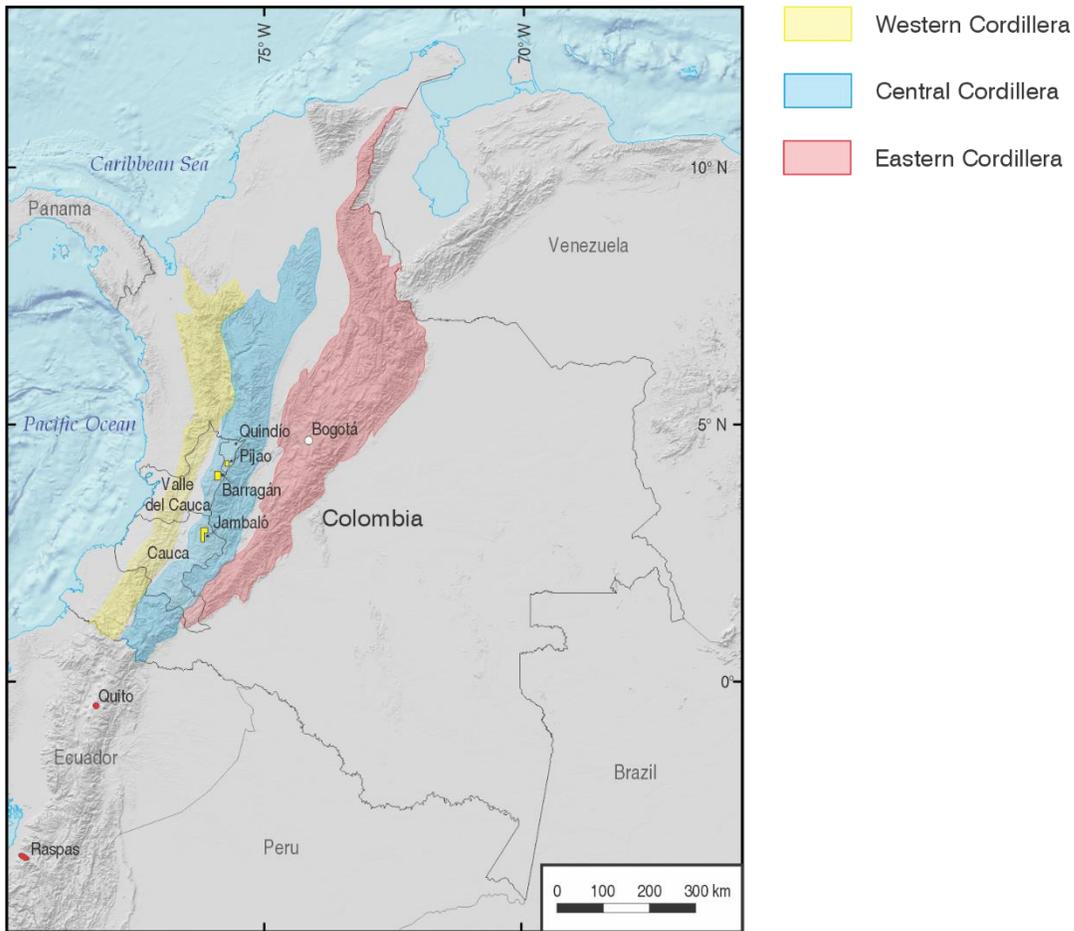
El Complejo Quebradagrande se encuentra al este del Complejo Arquía, y ambos son separados por la falla Silvia-Pijao (Maya y González, 1995). Este complejo se compone de basaltos, andesitas, tobas, dioritas y gabros normalmente sin metamorfismo, aunque puede llegar a esquistos verdes en algunas zonas (Maya y González, 1995; Villagómez et al., 2011). Su origen ha sido interpretado como producto de un arco de islas (Toussaint y Restrepo, 1994), de una dorsal meso-oceánica (González, 1980), una cuenca marginal (Nivia et al., 2006), relacionado con una zona de subducción en la que coetáneamente se dio el metamorfismo regional del Complejo Arquía (Villagómez et al., 2011), o como parte de un arco denominado Barroso-Sabanalarga posteriormente segmentado por el sistema de fallas de Romeral (Rodríguez y Zapata, 2013). El Complejo Quebradagrande es

considerado de edad Cretácico Inferior según datos paleontológicos (González, 1980). Datos radiométricos obtenidos recientemente sugieren una historia entre 117 y 107 Ma (Villagómez et al., 2011; Cochrane et al., 2014) e incluso Jurásica-Triásica.

El Complejo Cajamarca conforma el otro segmento de rocas metamórficas que componen el basamento de la Cordillera Central, el cual se encuentra separado del Complejo Quebradagrande al oeste por la falla San Jerónimo (Maya y González, 1995). Está conformado por esquistos pelíticos, anfibolitas, cuarcitas y mármoles (Maya y González, 1995). La edad de metamorfismo está entre 240 a 230 Ma según datos de Ar-Ar en anfibolitas para la parte más norte de este Complejo (Vinasco et al., 2006; Restrepo et al., 2011; Cochrane et al., 2014), mientras que la parte sur reporta edades de metamorfismo Jurásicas entre 146 y 158 Ma (Blanco-Quintero et al., 2014).

Según Bustamante y Bustamante (2019), durante el Cretácico en Colombia, se registran dos eventos de subducción en la margen occidental del país, el primer evento (130-120 Ma) representado por rocas metamórficas de alta presión de Pijao y Barragán por una convergencia oblicua entre las placas Farallón y el continente Sur-Américo. El segundo evento es marcado con rocas de alta presión de Jambaló formadas por una segunda subducción, la cual habría ocurrido a finales del Cretácico. Otra hipótesis para este periodo de tiempo fue propuesta por Spikings et al. (2015), donde sugiere que las rocas de alta presión (Pijao, Barragán y Jambaló) son una secuencia metamórfica originada en la misma zona de subducción durante el Cretácico inferior, seguido de su exhumación entre 112 a 120 Ma.

Al sur de la Cordillera Central, al oriente del municipio de Jambaló y al este del Complejo Cajamarca en el Cauca se encuentran los Esquistos Azules de Jambaló (Maya, 2001) y están compuestos, según Orrego et al. (1980), por minerales de alta presión como glaucofana y granate, además de plagioclasa (albita), cuarzo, mica blanca, stilpnomelano, clorita, epidota, actinolita, y minerales accesorios como circón, rutilo y esfena.



**Figura 1.** Mapa de Colombia. Distribución de rocas de alta presión a lo largo de la Cordillera Central (Bustamante y Bustamante, 2019).

### 2.1) Rocas metamórficas de alta presión en Colombia

Las rocas metamórficas de alta presión se incluyen en el Complejo Arquia (Figura. 2), que está compuesto por varios tipos de rocas metamórficas como anfibolitas, esquistos verdes y rocas ultramáficas (Maya y González, 1995), y también incluye rocas metamórficas de bajo grado como esquistos de cuarzo-moscovita, esquistos de actinolita, cuarcitas (Orrego et al., 1993; Maya y González, 1995). La edad de este complejo es todavía un tema de debate con edades que van desde el Cretácico Temprano al Paleógeno, que reflejan la compleja sucesión de

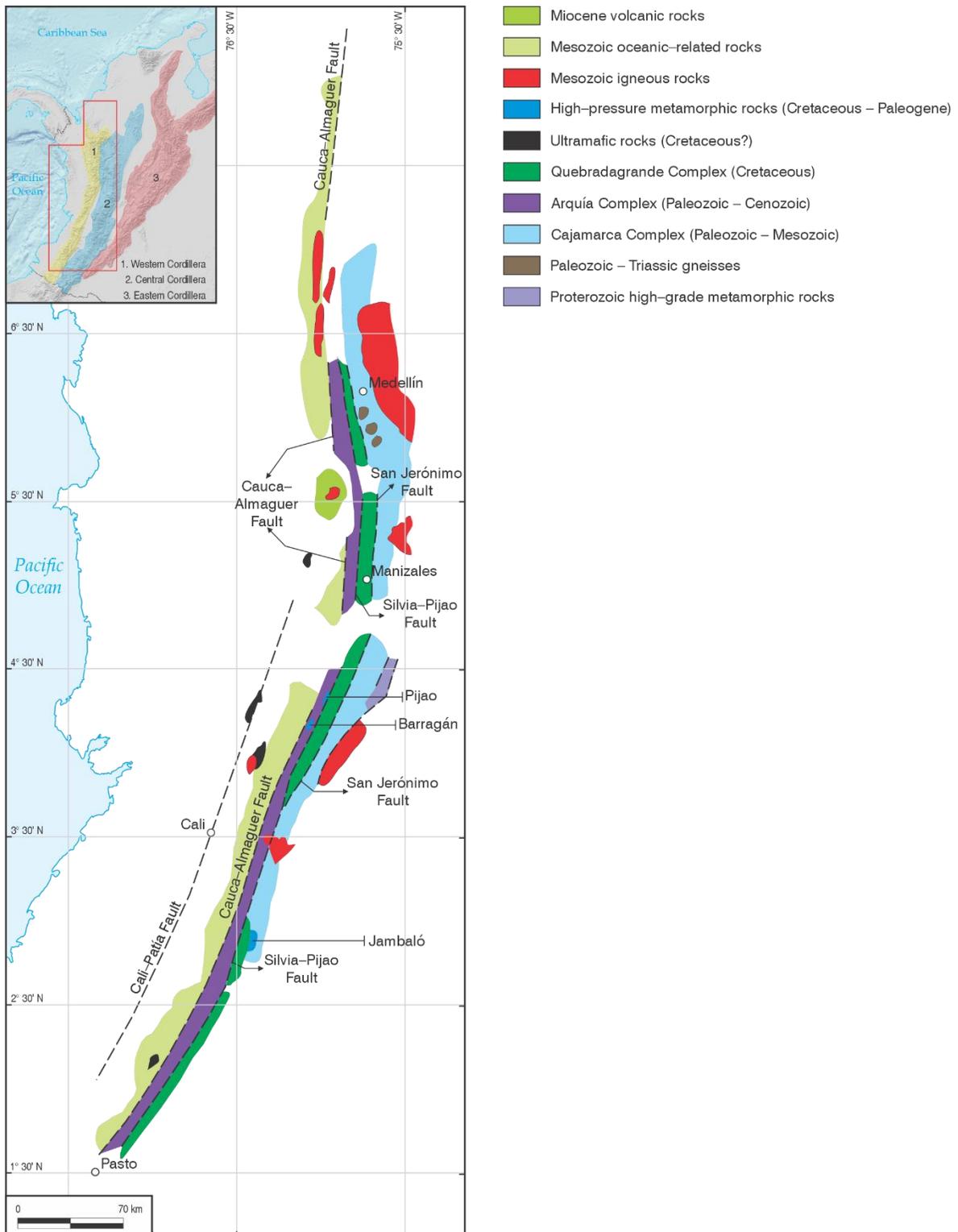
eventos experimentados por la margen continental durante el Cretácico (Bustamante et al., 2011; Bustamante y Bustamante, 2019; Avellaneda-Jiménez et al., 2020), que mezcló estas rocas con fragmentos metamórficos e ígneos pre-Cretáceos (Zapata et al., 2019) que pueden representar fragmentos del basamento del antearco del margen continental durante el Cretácico.

Se han reconocido dos ocurrencias de esquistos azules en la parte occidental de la Cordillera Central en las regiones de Barragán y Jambaló (Bustamante et al., 2011; 2012, Figura 1). Estas dos ocurrencias han demostrado diferir en su edad y protolito, con las rocas de Barragán caracterizadas por ser esquistos epidota-glaucofana y clorita-lawsonita con protolitos tipo MORB bien definidos y edades Ar-Ar metamórficas obtenidas en mica blanca de ca. 120 Ma (Bustamante et al., 2012). Por otro lado, los esquistos azules de Jambaló tienen edades metamórficas de Ar-Ar de ca. 62 Ma que han sido asociadas con un protolito formado en un arco intraoceánico influenciado por una pluma del manto (Bustamante et al., 2011; Bustamante y Bustamante, 2019).

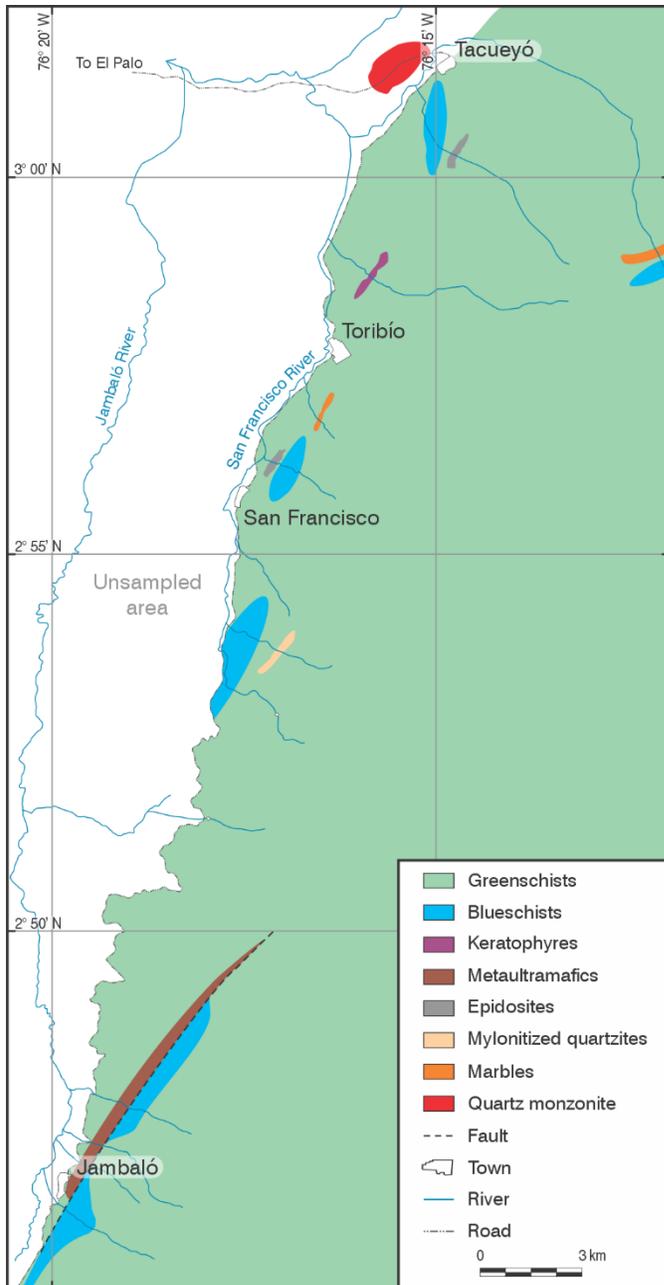
Los esquistos azules de Jambaló se exponen como varios lentes incluidos en un cuerpo de esquistos verdes alargados de aproximadamente 25 km<sup>2</sup> en contacto tectónico hacia el este con diferentes esquistos pelíticos, anfibolitas y granitoides incluidos dentro del Complejo Cajamarca del Jurásico al Triásico (Maya y González, 1995; Restrepo y Toussaint, 1982; Blanco-Quintero et al., 2014; Bustamante et al., 2017), y al oeste con varios cuerpos de rocas volcánicas y gabros que se han relacionado con el Complejo Quebradagrande del Cretácico (Maya y González, 1995). Sin embargo, las complejas relaciones estructurales y la falta de datos geoquímicos para esta última unidad dejan abierto su significado real, y también puede relacionarse con otras unidades oceánicas que se formaron en la margen occidental.

Las relaciones geológicas y estratigráficas de los esquistos de Jambaló se presentan en la Figura 3. Orrego et al. (1980) separan las rocas metamórficas del área de Jambaló en tres unidades principales: (1) Anfibolita de San Antonio, compuesta por metagabros, metadiabases y metabasaltos, con rocas metasedimentarias de cuarcita asociadas localmente; (2) Esquistos verdes de La

Mina, con una litología similar a la unidad San Antonio pero con rasgos metamórficos de facies de esquistos verdes; y (3) Esquistos de glaucofana, conformado por esquistos glaucofanicos, cloríticos, anfibolíticos y micáceos y asociado con cuarcitas foliadas y mármoles.



**Figura 2.** Mapa geológico de la ocurrencia de rocas de alta presión en la Cordillera Central y su posición tectónica relacionada con los Complejos Quebrada Grande y Cajamarca (Bustamante y Bustamante, 2019).



**Figura 3.** Mapa geológico del área de Jambaló (Bustamante y Bustamante, 2019)

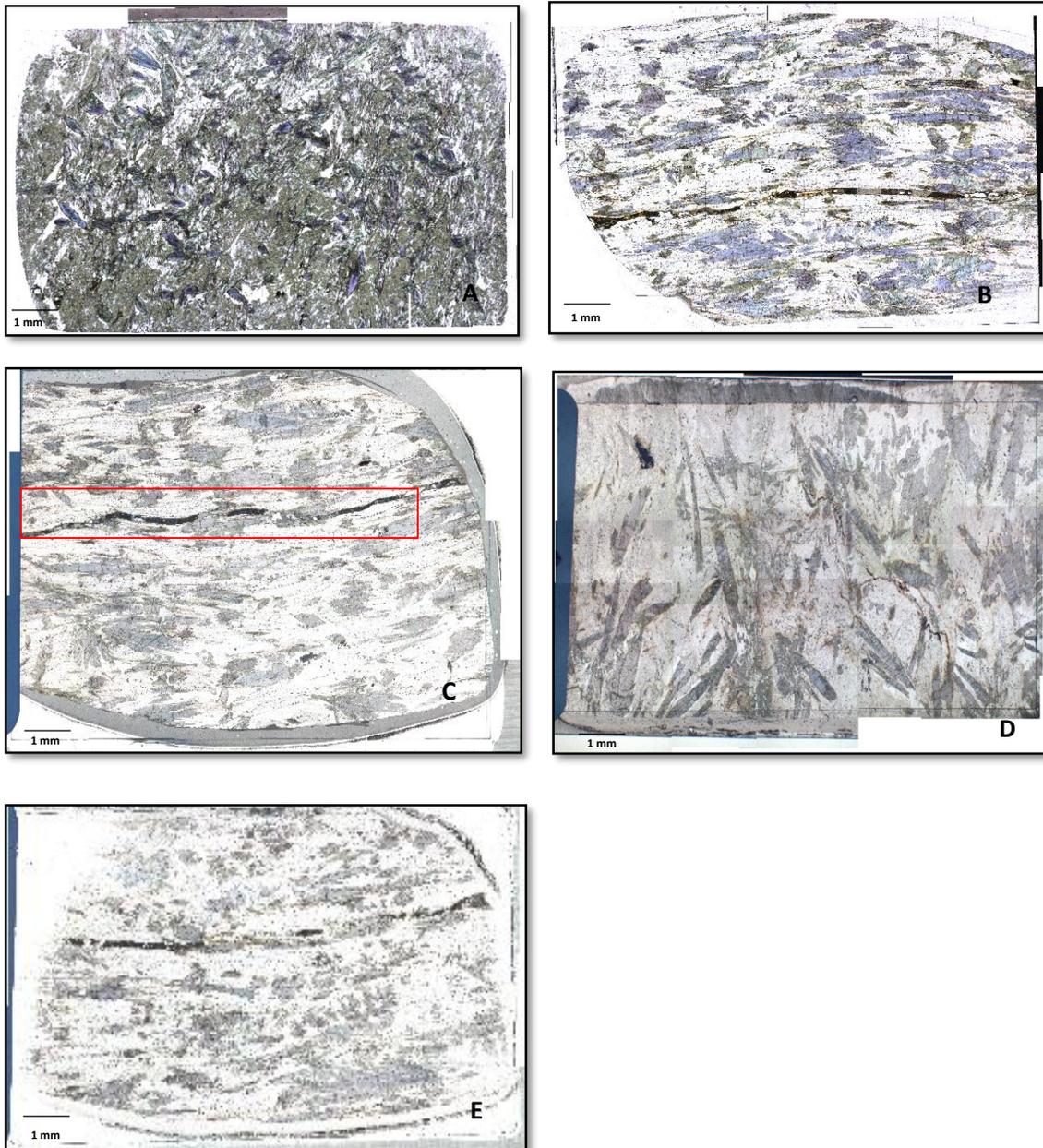
### 3. Metodología

El método de análisis de distribución del tamaño de cristales (DTC) se aplica directamente en secciones delgadas, en las que se hacen medidas de largo y ancho de los cristales que se quieren analizar, con un mínimo de 250 cristales para la muestra total de la roca. La transformación de estas dos dimensiones a tres dimensiones se denomina corrección estereológica, que se hace a partir del software de versión libre CSD Corrections 1.6 de Higgins (2000). De este procedimiento se obtiene una gráfica (ln densidad de población vs. Tamaño de los cristales), de cuyo análisis se obtiene información de los procesos de cristalización (Higgins, 2000, 2006).

Se puede adquirir información de la forma del cristal en dos dimensiones (2D) de distintas maneras ya sea por imágenes electrónicas de microscopios, secciones delgadas o muestras de mano (Higgins, 2000). Para este estudio se tomarán datos de los cristales de glaucofana de cinco (5) secciones delgadas por su tamaño y distribución en la roca, con el uso del microscopio petrográfico y la aplicación ZEN (Blue edition) haciendo un recorrido fotográfico de extremo a extremo en toda la sección delgada con el revolver de aumento 10X para obtener una mejor resolución; Con las imágenes obtenidas de las secciones delgadas, se separan los cristales de interés con un editor de imágenes, siguiendo las especificaciones planteadas por Higgins (1994) con un formato de imagen .TIFF, 8Bits y en escala blanco y negro. Posteriormente a través de un software de análisis de imágenes llamado ImageJ, que permite cuantificar el área y medir los ejes X y Y de los cristales de interés para poder obtener el tamaño real en dos dimensiones (2D) (Higgins, 1994).

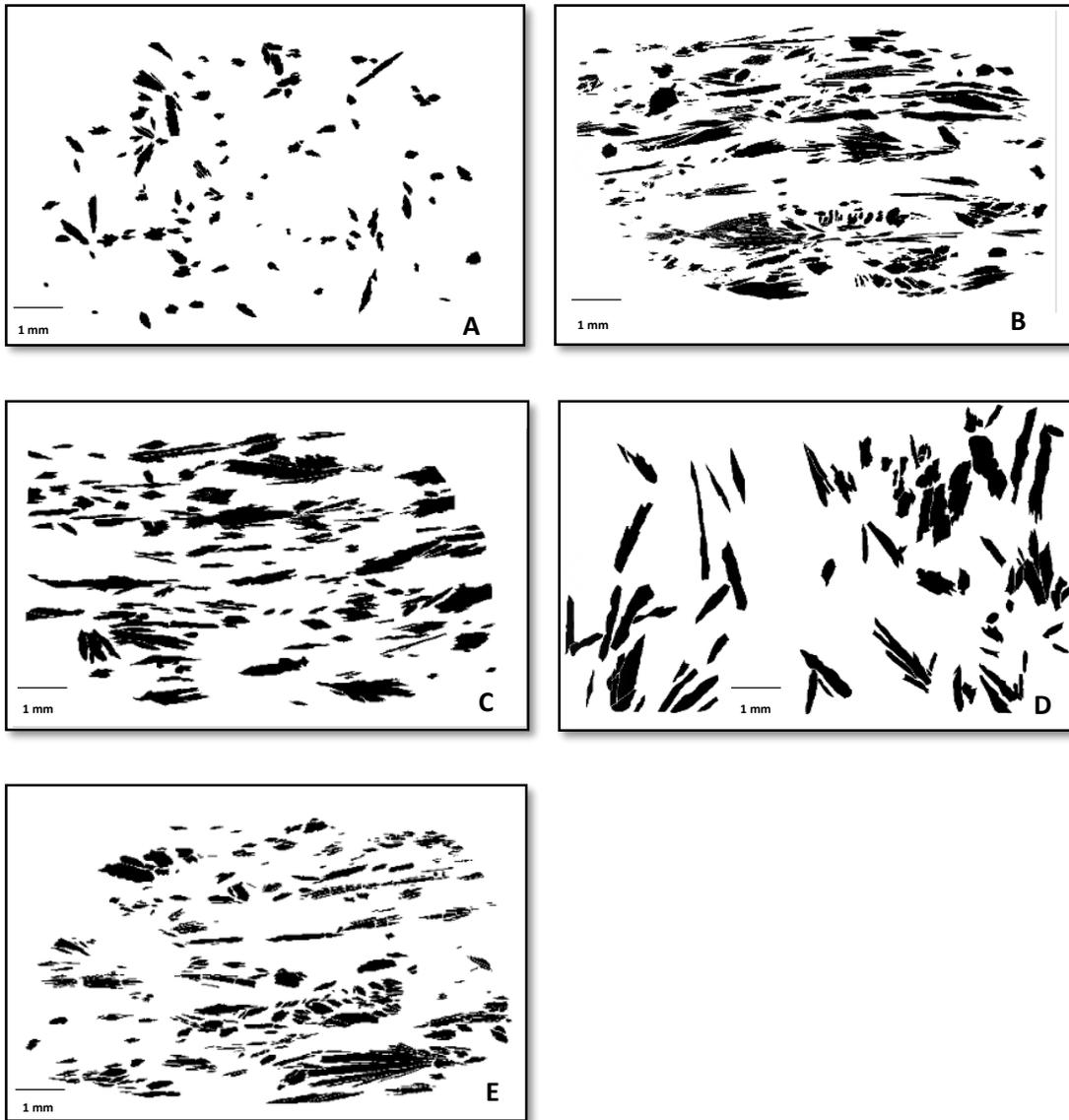
Aunque los cristales son entidades en tres dimensiones (3D), para este procedimiento solo se pueden observar dos en una sección delgada (Morgan y Jerram, 2006); dando información superficial sobre el hábito cristalino, la redondez y foliación del cristal. Por tal razón es importante hacer una corrección estereológica de esta información 2D. Para modificar estas formas aparentes de los cristales se

implementa el software “CSDcorrections” (Higgins, 2000), que proporciona la forma correcta de los cristales en tres dimensiones (3D) siendo un elemento clave para una estimación más precisa de las tasas, formas y texturas de las glaucofanas.



**Figura 4.** Fotografías de secciones delgadas analizadas de los Esquistos azules de Jambaló en nicols paralelos. (A) Sección 123A. (B) Sección 124B. (C) Sección

124B1, en el recuadro rojo se encuentra la fisura de color negro en el mismo sentido de foliación. (D) Sección 124B1\_A. (E) Sección 124B2



**Figura 5.** Secciones delgadas a blanco y negro. (A) Sección 123A. (B) Sección 124B. (C) Sección 124B1. (D) Sección 124B1\_A. (E) Sección 124B2.

#### 4. Resultados

En el estudio se describen y analizan 5 secciones delgadas de los Esquistos Azules de Jambaló (Figura. 4). En la sección 123A (Figura. 4.A), no se marca una dirección preferencial de la foliación, sin embargo, se ve una deformación alta para la roca; presenta una matriz de color gris-azul, los cristales de glaucofana tienen colores azules y morados, además existe una diferencia en la forma, hábito y tamaño de los cristales, que van de pequeños redondeados hasta grandes cristales alargados; Para la sección 124B (Figura. 4.B), existe una foliación marcada de izquierda a derecha, orientando los cristales en este sentido, son de color azul de forma alargada, subidioblásticos y con hábitos radiales; Igualmente en la sección 124B1 (Figura. 4.C), existe una dirección preferencia por parte de los cristales de Glaucofana, se observa una fisura de color negro que atraviesa toda la sección en el mismo sentido, que puede estar asociada a los esfuerzos ejercidos en la roca, los cristales son de color azul en su mayoría alargados y otros en forma de prisma, idioblásticos a subidioblásticos; Para la sección 124B1-A (Figura. 4.D), también se define orientación preferencial de los cristales, son de color azul-gris, de forma alargada, idioblásticos a subidioblásticos; Finalmente para la sección 124B2 (Figura. 4.E) la fisura tiene continuidad, la roca presenta foliación e igualmente cristales alargados de color azul, con hábitos de crecimiento radial. La roca, vista de manera general, comprende dos texturas básicas, la primera es una textura lepidoblástica por sus minerales laminares alargados y orientados homogéneamente y la segunda una textura nematoblástica por su crecimiento de forma radial en algunos cristales.

El rango de tamaño en milímetros (mm) para los cristales de la muestra 123A en los ejes X y Y varían entre 1.47-0.12 y 0.9-0.1 respectivamente para cada uno; Para la sección 124B varían entre 1.7-0.05 para el eje X y 0.9-0.1 para el eje Y; En la sección 124B1 en el eje X toma valores entre 2.1-0.09 y para Y valores entre 1.2-0.1; Siguiendo con la muestra 124B1-A para el eje X los valores van de 1.6 a 0.03

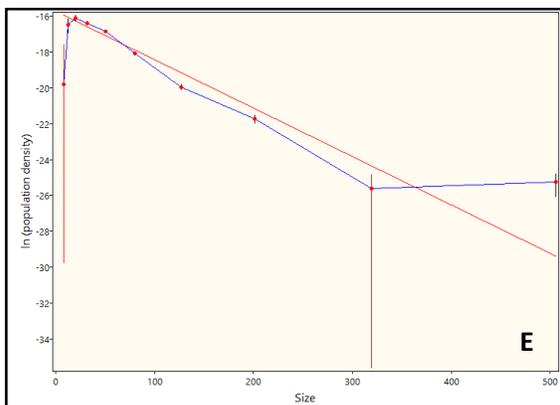
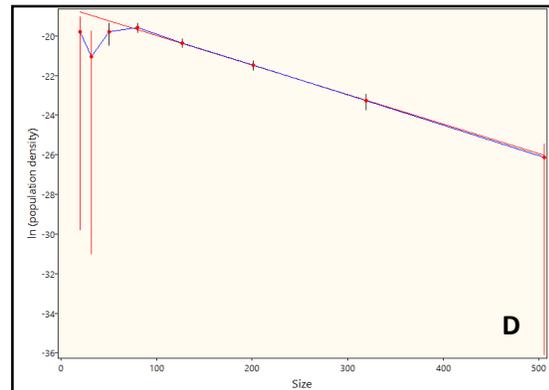
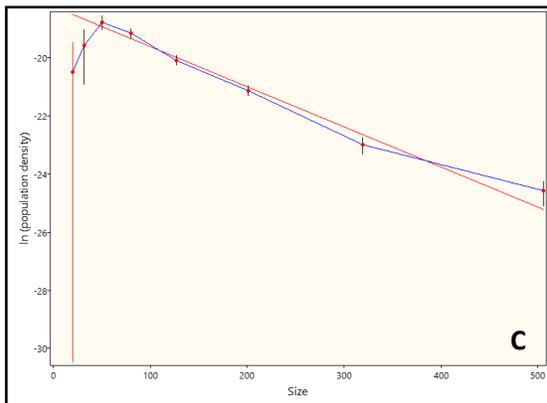
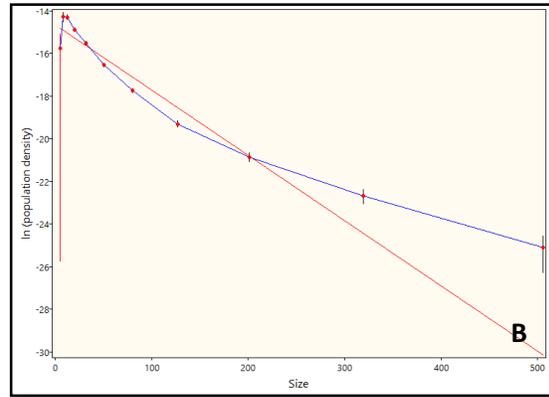
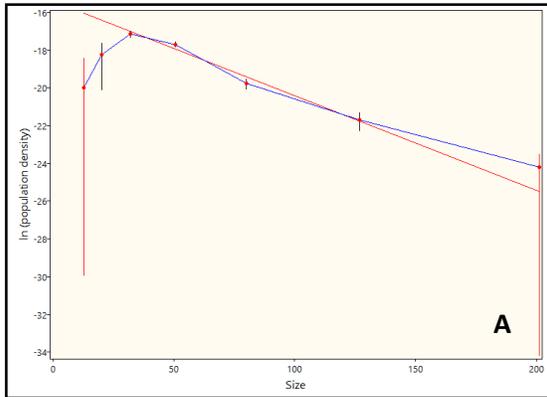
y para el eje Y 1.0 a 0.1 y para la sección 124B2 para X y Y los valores van de 2.05 a 0.12 y 1.1 a 0.1 respectivamente para cada uno.

Al analizar las secciones se usó el software CSD corrections, logrando el muestreo de la cantidad y tamaño de los cristales para cada una de las secciones; La primera sección 123A, se obtuvieron 109 cristales; Para la sección 124B un total de 590 cristales, 154 cristales para la sección 124B1, 80 para la 124B1-A y finalmente para la sección 124B2 un total de 471 cristales; en total fueron analizados dentro del programa 1404 cristales de glaucofana.

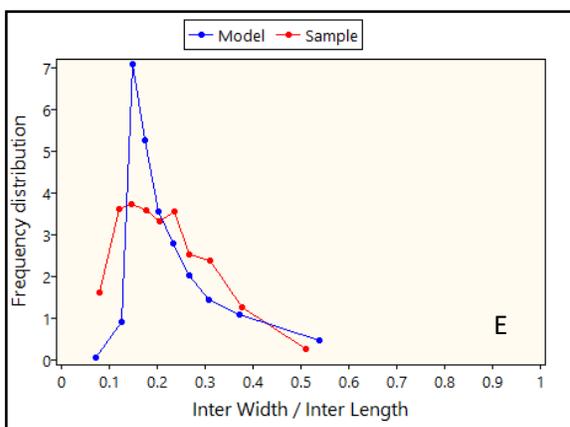
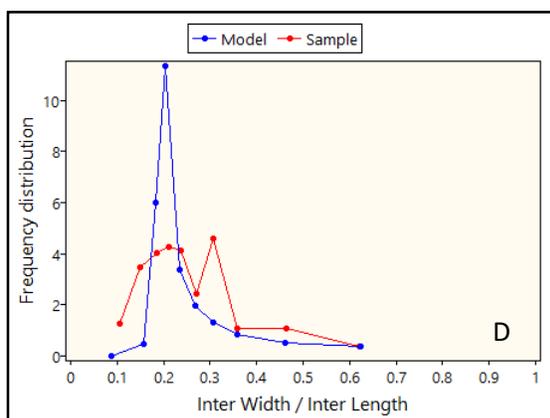
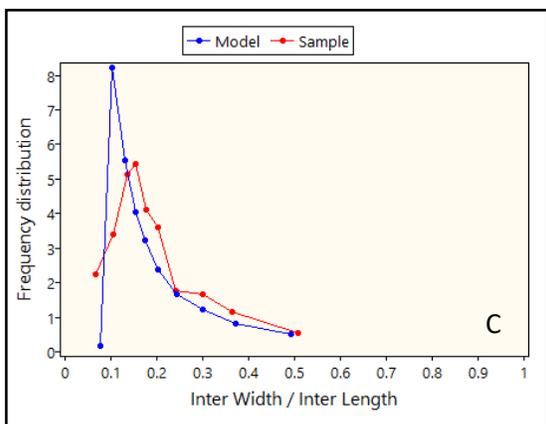
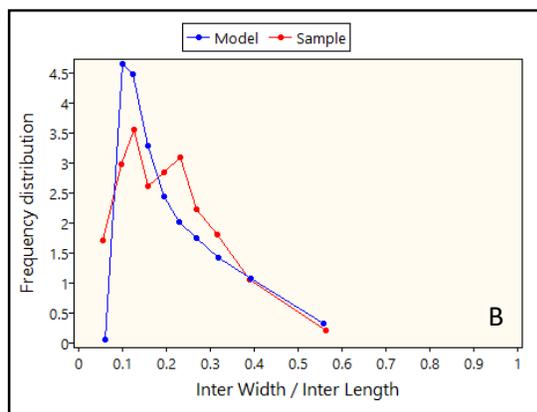
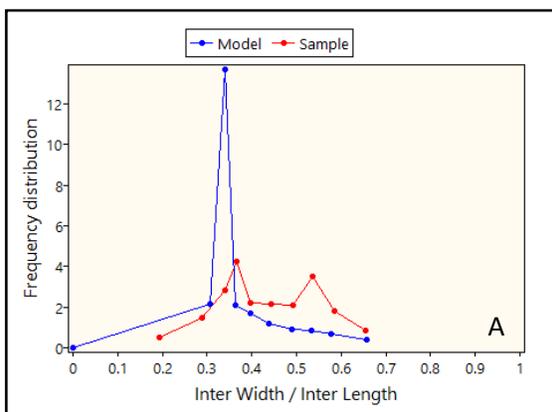
Los gráficos de Distribución de Tamaño de Cristales (DTC) de glaucofana de los Esquistos Azules de Jambaló exhiben una tendencia en forma de campana, que desprende una pendiente negativa a partir de la disminución de la población de cristales de glaucofana y el aumento de los tamaños de los cristales (Figura 5). Aunque cada gráfico refleja una variación en el eje vertical (Y), todas las muestras revelan el mismo patrón de campana. Esta es una situación esperada, debido a que los datos fueron obtenidos de la misma muestra y con cortes en diferentes direcciones. Los picos más altos que alcanzan las curvas muestran la mayor cantidad de población existente relacionada con tamaños de cristales que varían entre 2.1 y 0.05 milímetros. A medida que aumenta el tamaño de los cristales, su proporción va siendo progresivamente menor (Figura. 5). Para la muestra 124B1\_A (Figura. 5.D) se observa una disminución en los máximos valores de población y un ligero aumento de tamaño de grano de 0.2 mm aproximadamente, igualmente para la muestra 124B2 (Figura. 5.E) se observa que hay una relación directa con el aumento de tamaño de grano y la densidad de población de cristales al final de la curva. De igual forma las anomalías que se dan en el aumento de tamaño de grano respecto a la disminución población observadas en la Figura. 5.D. presentan un bajo significado estadístico, ya que no representan una alta población dentro del muestreo realizado descartando variaciones que hayan podido ocurrir durante el recrecimiento de los cristales.

A pesar de las anomalías que existen en los gráficos, la tendencia principal que se observa en la población de cristales tomados de la muestra es de disminuir su población a medida que el tamaño del grano aumenta.

Los gráficos que analizan la forma de los cristales comparan la frecuencia del crecimiento de estos (Eje Y) y el crecimiento medio de la longitud y el ancho de estos. Los gráficos muestran un modelo de crecimiento para cristales de rocas metamórficas representado en la Figura 7. Por la línea azul y la línea roja representa los estadios de crecimiento para las muestras analizadas.



**Figura 6.** Gráficos de distribución de tamaño de cristal. (A) Sección delgada 123\_A. (B) Sección delgada 124B. (C) Sección delgada 124B\_1. (D) Sección delgada 124B1\_A. (E) Sección delgada 124B2.

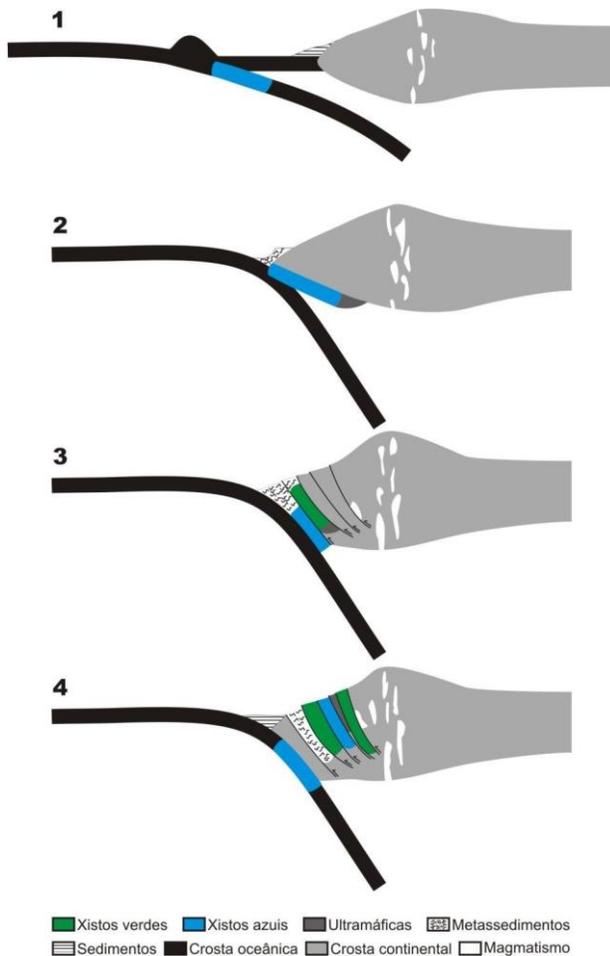


**Figura 7.** Gráficos de estadios de cristalización mineral. (A) Sección delgada 123\_A. (B) Sección delgada 124B. (C) Sección delgada 124B\_1. (D) Sección delgada 124B1\_A. (E) Sección delgada 124B2. La gráfica C sigue la misma tendencia del modelo, esto puede ser por la poca variabilidad de los tamaños en la sección 124B\_1.

## 5. Discusión

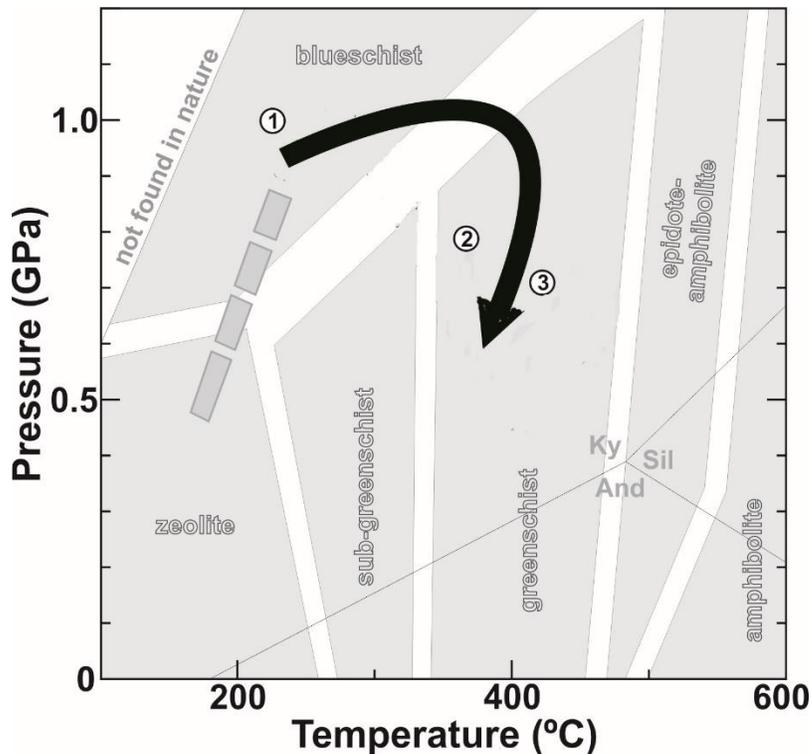
Spikings et al. (2015), sugieren que las rocas de alta presión en Colombia son parte de una secuencia metamórfica originada en la zona de subducción al occidente de Colombia durante el Cretácico inferior, seguido de su exhumación entre 112 a 120 Ma. En contraste, Bustamante y Bustamante (2019) sugieren que durante el Cretácico en Colombia se registran dos eventos de subducción diferentes, el primero representados en las rocas metamórficas de alta presión de Pijao y Barragán por una convergencia oblicua entre las placas Farallón y el continente suramericano, y el segundo por las rocas de alta presión de Jambaló formadas por una segunda subducción, la cual habría ocurrido a finales del Cretácico.

Según el modelo tectónico propuesto por Bustamante (2008) para la formación de los esquistos azules de Jambaló (Figura. 7), sugiere que los esquistos azules se generaron a partir de la convergencia de un arco de islas debajo de otra placa oceánica. Durante este proceso también se separan fragmentos de rocas ultramáficas y sedimentos acumulados en el prisma de acreción, que junto a los esquistos azules se van incorporando al bloque continental a través de fallas generadas en la corteza por el proceso de subducción. A medida que la corteza oceánica se acomoda en la corteza continental, esta se va calentando, dando como resultado rocas en facies esquisto verde. De manera general el área de Jambaló puede entenderse como una zona de colisión de rocas volcánicas oceánicas mesozoicas.



**Figura 8.** Esquema de evolución tectónica (generación y exhumación) de rocas en la facies de esquistos azules de la región de Jambaló (Bustamante, 2008).

En este contexto se sugiere que las condiciones de nucleación y crecimiento de los cristales de los cristales de glaucofana en estas rocas se desarrollaron en una trayectoria horaria única bajo las condiciones P-T descritas en la Figura 8, a partir de la configuración tectónica descrita anteriormente.



**Figura 9.** Trayectoria P-T para la formación de los Esquistos Azules de Jambaló.

A partir de las características mineralógicas observadas en las secciones delgadas, y de las descripciones detalladas de otras muestras, junto a la geoquímica y asociación mineralógica reportadas por Bustamante (2008), se puede considerar que los esquistos azules de Jambaló describen una trayectoria metamórfica horaria (Figura. 8) En la primera etapa (1) es posible definir que el protolito básico tuvo un aumento progresivo de la presión, manteniendo una temperatura relativamente baja, lo que permitió que pasara de la facies zeolita a esquisto azul. Dichas condiciones pudieron haberse mantenido estables por un periodo prolongado de tiempo, propiciando las condiciones de crecimiento de cristales de glaucofana. En una segunda etapa (2), comienza la retrogradación debido a la exhumación de la roca en condiciones aproximadamente isotermales, ya que los cristales de glaucofana están bordeados de actinolita, la cual es típica de las facies esquisto verde, pero no se encuentran minerales de otras facies (e.g. zeolita o anfibolita). Esta exhumación debió ser rápida para que no se diera la transformación completa de glaucofana a actinolita. La presencia de rocas plutónicas en la zona en donde afloran los esquistos azules de Jambaló (Bustamante, 2008), es la potencial

responsable de que la exhumación genere pérdidas de presión mas no de temperatura, debido a una aureola de calor que pueden generar dichos cuerpos ígneos en el momento de su emplazamiento.

Según el modelo termodinámico de Manzotti et al., (2020), las condiciones ideales para que un anfíbol sódico se desarrolle están entre 400-450 °C y  $8 \pm 1$  kbar de presión. No obstante, las condiciones de formación para estas rocas muestran dentro de este contexto que las reacciones no se habrían completado (Bustamante, 2008), insinuando el comienzo de la formación de la facies esquisto azul en esas condiciones junto al aumento en las tasas de nucleación y un crecimiento constante en los anfíboles sódicos. A medida que las condiciones tectónicas de la zona se van caracterizando por la rotura de la losa que subduce, tal como lo sugiere Bustamante (2008), se genera un cambio en el ángulo de subducción lo que provoca una pérdida de presión y un aumento de la temperatura en la losa subducida. A partir de esto, el aumento de temperatura de la segunda etapa (2) tendría relación con la incorporación de la corteza oceánica dentro del bloque continental generado por el estrés liberado en el continente, provocando una transición de facies entre esquistos verdes y azules. Desde la acomodación del terreno oceánico dentro del continente, la subducción ha sido continua, agregando metasedimentos en el prisma de acreción junto al desarrollo de magmatismo en la zona. Esto permite inferir que en la última etapa (3) hay un aumento en las condiciones P-T para el área de Jambaló.

Los esquistos azules y verdes de Jambaló provienen de rocas con afinidad máfica a intermedia (Bustamante et al., 2020; Bustamante, 2008), sugiriendo un conjunto de rocas metavolcánicas con metabasitas y meta-intermedias creadas en un ambiente de arco de isla; además, las disociaciones químicas de varios elementos permiten inferir que hubo alteración hidrotermal relacionadas con la actividad tectónica de cillazamiento que se produjo durante la exhumación de los esquistos azules.

Manzotti et al. (2020) propone diversos mecanismos para la formación de Anfíbol y piroxeno sódico en distintos tipos de roca, dentro del marco tectónico y litológico en el que se encuentra Jambaló existe la posibilidad de que dos de estos mecanismos hayan ocurrido en el área. En el primero se menciona que el anfíbol

sódico se presenta con fengita (mica blanca) que tiene un alto contenido en Si en esquistos azules. La Figura 9. Muestra el contenido de SiO<sub>2</sub>, permitiendo postular este mecanismo de crecimiento de las glaucofanos bajo este escenario. Otro mecanismo para la formación de estos anfíboles sódicos se desarrolla en zonas de reacción de contacto entre dos litologías contrastantes; es decir, que se alteran metasomáticamente. Estos procesos se pueden dar por milonización de granitoides con acumulados ultramáficos, como ocurre durante la incorporación de la corteza oceánica con la continental al occidente de la Cordillera Central de Colombia.

Amostra	Fácies	SiO <sub>2</sub>	Tipo de rocha	Amostra	Fácies	SiO <sub>2</sub>	Tipo de rocha
107*	Xisto verde	59,27	Metapelito	121C	Xisto azul	50,94	Metabásica
107A	Xisto verde	49,06	Metabásica	123A	Xisto azul	50,42	Metabásica
107B	Xisto verde	58,12	Meta-intermediária	124G	Xisto azul	56,90	Meta-intermediária
109A**	Xisto verde	38,27	Epidosito	124J	Xisto azul	52,01	Meta-intermediária
114	Xisto verde	55,16	Meta-intermediária	125M	Xisto azul	56,33	Meta-intermediária
121B	Xisto azul	51,74	Metabásica	129A	Xisto azul	51,42	Metabásica

**Figura 10.** Contenidos de SiO<sub>2</sub> de las metabasitas y meta-intermedias en la región de Jambaló (Bustamante, 2008).

Finalmente, la distribución de los tamaños de cristales de glaucofana (Figura. 6) muestran una tendencia de nucleación inicial, que podría asociarse a la formación de núcleos durante la subducción entre las dos placas oceánicas, antes de la rotura de la placa subducida, representado un aumento en la tasa de nucleación para este periodo de tiempo. Posteriormente al ser incorporada dentro de la corteza continental esta tasa disminuiría y además, sufriría un cambio en las condiciones de P-T por el esfuerzo compresional generado en la zona de subducción, junto a un posible metasomatismo por el cizallamiento entre dos litologías contrastantes, que provocaría una reapertura del sistema físico-químico de las glaucofanos generando un aumento en las tasas de crecimiento, permitiendo que estos vuelvan a recrystalizarse y aumentar su tamaño antes de llegar a las condiciones de esquistos verde. Posiblemente, las reacciones necesarias para que se dé el crecimiento continuo de los cristales de glaucofana en estas etapas finales de la historia de estas rocas sea facilitado por el consumo de cristales por disolución química, a partir de esto los cristales más pequeños que al tener una energía superficial más alta se

adhieren a los cristales más grandes permitiendo su crecimiento que es facilitado por las reacciones químicas y físicas que ocurren en el área.

Sin embargo, son necesarios estudios de química mineral detallados de estas rocas para poder definir con certeza los mecanismos más precisos para el crecimiento atípico de los cristales de glaucofana.

Sin duda, las condiciones tectónicas sumado a la química total de la roca permitieron que los cristales de glaucofana de los esquistos de Jambaló pudieran alcanzar los tamaños que poseen actualmente, y tal vez un solo factor no sea suficiente para explicar la microtextura de estas rocas.

## **6. Conclusión**

Las glaucofanitas de las rocas de alta presión del área de Jambaló crecieron gracias a que alcanzaron las facies esquistos azul, mantuvieron las condiciones de alta presión por un espacio de tiempo prolongado y la geoquímica total de la roca permitió que se dieran las reacciones metamórficas necesarias para su crecimiento.

Las condiciones tectónicas y la trayectoria evolutiva de la cristalización de glaucofana muestran un aumento poblacional de cristales que puede estar relacionado a la zona de subducción en donde comienza el proceso de metamorfismo regional.

Un aumento de temperatura y recristalización de los granos durante la incorporación del bloque oceánico al continente pudo promover el crecimiento acelerado de los anfíboles sódicos. Adicionalmente, el crecimiento del anfíbol de composición actinolítica alrededor de glaucofana como fase retrógrada, pudo permitir que los cristales de anfíbol fueran cada vez más grandes. Su posterior consumo en reacciones retrogradadas, para formar fases de más baja presión y temperatura como zeolitas o epidota, fue truncado por la rápida exhumación de la roca. Esto permitió también que se preservara la glaucofana.

El uso de esta metodología permite cuantificar y desarrollar modelos evolutivos para las rocas cristalinas a partir de la cuantificación de la forma y textura de los cristales minerales, proponiendo una forma diferente de analizar este tipo de rocas.

## 7. Referencias

Arango, M.I., Rodríguez, G., 2013. Reinterpretación geoquímica y radiométrica de las metabasitas del Complejo Arquía. *Boletín de Geología*. 35. Vinasco et al., 2013.

Aspden, J.A., McCourt, W.J., Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: The Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*. 144, 893-905.

Avellaneda-Jiménez, D.S., Cardona, A., Valencia, V., León, S., Blanco-Quintero, I.F., 2020. Metamorphic gradient modification in the Early Cretaceous Northern Andes Subduction zone: A record from thermally overprinted high-pressure rocks. *Geoscience Frontiers*.

Azpiroz, M.D., Fernandez, C., 2002. Characterization of tectono-metamorphic events using crystal size distribution (CSD) diagrams. A case study from the Acebuches metabasites (SW Spain). *Journal of structural geology* 25, 935-947.

Blanco-Quintero, I.F., Garcia-Casco, A., Toro, L.M., Moreno, M., Ruiz, E.C., Vinasco, C.J., Cardona, A., Lazáro, C., Morara, D., 2014. Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*. 56.

Bustamante, A., 2008. GEOTERMOBARMETRIA, GEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DAS ROCHAS DA FÁCIES XISTO AZUL NAS ÁREAS DE JAMBALÓ (CAUCA) E BARRAGÁN (VALLE DEL CAUCA), COLÔMBIA. UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS.

Bustamante, C., Cardona, A., Bayona, G., Mora, A., Valencia, V., Gehrels, G., Vervoort, J., 2010. U-Pb LA-ICP-MS GEOCHRONOLOGY AND REGIONAL CORRELATION OF MIDDLE JURASSIC INTRUSIVE ROCKS FROM THE GARZON MASSIF, UPPER MAGDALENA VALLEY AND CENTRAL CORDILLERA, SOUTHERN COLOMBIA. *Boletín de Geología*, 32(2), 93-109.

Bustamante, A., Caetano, J., Essene, J.E., Hall, C.M., Hyppolito, T., 2011. Geochemical constraints on blueschist- and amphibolite-facies rocks of the

Central Cordillera of Colombia: the Andean Barragán region. *International Geology Review*. 54.

Bustamante, A., Juliani, C., 2011. Unraveling an antique subduction process from metamorphic basement around Medellín city, Central Cordillera of Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 210-221.

Bustamante, C., Archanjo, C.J., Cardona, A., Bustamante, A., Valencia, V.A., 2017. U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircons from Parautochthonous Mesozoic Terranes in the Western Margin of Pangea: Implications for the Terrane Configurations in the Northern Andes. *The journal of Geology*, 125.

Bustamante, C., Bustamante, A., 2019. Two Cretaceous Subduction Events in the Central Cordillera: Insights from the High P-Low T Metamorphism. *Servicio Geológico Colombiano*. 2, Cap 14.

Bustamante, A., Bustamante, C., Cardona, A., Juliani, C., Da Silva, S., 2020. The Protoliths of the Jambaló blueschists, Colombian Andes: tectonic relations with the Late Cretaceous Caribbean-South American interaction.

Cashman, K.V., Marsh B.D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake. *Contr. Mineral. and Petrol.* 99, 292-305.

Cheng, H., Nakamura, E., Zhou, Z., 2008. Garnet Lu-Hf dating of retrograde fluid activity during ultrahigh-pressure metamorphic eclogites exhumation. *Miner Petrol* 95, 315-326.

Cochrane, Ryan., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M., 2014. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangea. *Lithos.* 190-191, 383-402.

GONZALEZ, H., 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Boletín Geológico INGEOMINAS*. Vol. 23, N° 1, p. 1- 174.

Higgins, M.D., 1994. Determination of crystal morphology and size from bulk measurements on thin sections: numerical modeling. *American Mineralogist*, 79, 113-119.

Higgins, M.D., 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, Volume 85, pages 1105-1116.

Higgins, M.D., Roberge, J., 2006. Three Magmatic Components in the 1973 Eruption of Eldfell Volcano, Iceland: Evidence from Plagioclase Crystal Size Distribution (CSD) and Geochemistry. American Geophysical Union.

Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G., Mourier, T., 1990; Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society*; 147 (6): 1009–1022.

Jaillard E., Héral G., Monfret T., Díaz-Martínez E., Baby P., Lavenu A., and Dumont J.F., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. *Tectonic evolution of South America*. Pg, 481-559.

Jones, K.A., Galwey, A.K., 2016. Size distribution, and growth kinetics of garnet crystals in some metamorphic rocks from the west of Ireland. Australian National University.

León, S., Cardona, A., Jaramillo., J.S., Zapata, S., Avellaneda-Jiménez, D.S., 2019. Comment on “Origin of pre-Mesozoic xenocrystic zircons in Cretaceous sub-volcanic rocks of the northern Andes (Colombia): Paleogeographic implications for the region” by Cetina et al. 2019. *Journal of South American Earth Sciences*.

Manzotti, P., Balleve, M., Pitra, P., Putlitz, B., Roby, Martin., Müntener, O., 2020. The Growth of Sodic Amphibole at the Greenschist-to Bluechist-facies Transition (Dent Blance, Western Alps): Bulk-rock Chemical Control and Thermodynamic Modelling. *Journal of Petrology*. 61.

Marsh, B.D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contribution mineral petrol* 99, 277-291.

Marsh, B.D., 1998. On the interpretation of Crystal Size distribution in Magmatic Systems. *Journal of petrology*. Vol 19, pages 553-599.

Maya, M., (2001). Distribución, Facies y edad de las Rocas Metamórficas en Colombia. INGEOMINAS.

Maya, M., Gonzales, H., (1995) Unidades litodémicas de la Cordillera Central de Colombia. INGEOMINAS.

Morgan, D.J., Jerram, D.A., 2006. On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of volcanology and geothermal research* 154, 1-7.

Nivia, A., Marriner, G.F., Kerr, A.C., Tarney, J., 2006. The Quebradagrande Complex: A lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 21, 423-436.

Ordóñez-Carmona, O., Restrepo J.R., Pimentel, M., 2006. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 21, 372-382.

Orrego, A., Cepeda, H., Rodríguez, G., 1980a. Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló Cauca (Colombia). Nota Preliminar. *Geol. Norandina*, N° 1, p 5-10.

Orrego, A., Leon, L., Padilla, L., Acevedo, A.P., Marulanda, N., 1993a. Mapa geológico de la Plancha 364 – Timbío; Escala 1:100000. INGEOMINAS.

Rayo, J., Zuluaga, C.A., 2008. MATERIAL ASSIMILATION IN A SHALLOW DIAPYRIC FORCEFUL INTRUSION: EVIDENCE FROM MICROSTRUCTURES AND CSD ANALYSIS IN A PORPHYRITIC INTRUSIVE BODY, “LA LÍNEA” TUNNEL, CENTRAL CORDILLERA, COLOMBIA. *Earth Sci. Res. J.* Vol. 12, No.1.

Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., 1982. Metamorfismo superpuesto en la cordillera central de Colombia. *Bol. Ci. Tierra*. 7-8, 75-94.

Rodríguez, G., Zapata, G., 2013. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LA FORMACIÓN BARROSO Y EL COMPLEJO QUEBRADAGRANDE: UN ARCO VOLCÁNICO TOLEÍTICO-CALCOALCALINO, SEGMENTADO POR EL SISTEMA DE FALLAS DE ROMERAL EN LOS ANDES DEL NORTE?. Boletín de Ciencias de la Tierra. 33, 39-57.

Spinkings, R. et al., (2015) The geological history of northwestern South America: from collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75Ma). Gondwana Research.

Toussaint, J. F. (1982). Magmatic Evolution of the Northwestern Andes of Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. :205-213.

Toussaint, J.F., Restrepo J.J., 1994. The Colombian Andes During Cretaceous Times. Cretaceous Tectonics of the Andes. Earth Evolution Sciences. 61-100.

Toussaint, J. F. (1996). "Evolución Geológica de Colombia, Cretácico. ." Universidad Nacional de Colombia. Medellín.: 142.

Vinasco, C.J., Cordani, U.G., González, H., Weber, M., Pelaez, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneises and granitoids of the Colombian Central Andes. Journal of South American Earth Sciences. 21, 355-371.

Villagómez, D., Spinkings, R., Magna, T., Kammer, T., Winkler, W., Beltrán, A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. Journal of South American Earth Sciences. 125, 875-896.

Vinasco, C., Weber, M., Cardona, A., Areiza, M., Restrepo, S., Pindell, J., Pardo, A., Toro, L., 2011. Geological transect through an accretionary margin, western Colombia. Universidad Nacional de Colombia.

Vinasco, C. (2019) Geology and tectonics of Northwestern South America: The Romeral Shear Zone. Springer. : 833-879.