



Vigilada Mineducación

**Distribución del tamaño de los cristales en el stock de Parashi, alta Guajira
(Colombia)**

MIGUEL ANDRES PERNETH GONZALEZ

Proyecto de grado

Asesor, docente

PhD. Camilo Bustamante Londoño

UNIVERSIDAD EAFIT

Escuela de ciencias

Geología.

TABLA DE CONTENIDO

Contenido

Resumen	3
Introducción	4
Geología Regional	6
Métodos	8
Resultados	12
Discusión	15
Conclusiones	16
Bibliografía	17

Resumen

Las rocas ígneas son formadas en una variedad de ambientes tectónicos, en los cuales las condiciones de presión y temperatura son diferentes, provocando diferentes texturas en las rocas. Por lo tanto, dichas texturas responden a las condiciones presentes en el ambiente de emplazamiento de las rocas. El estudio cualitativo de las rocas mediante métodos como el CSD (Crystal size distribution) permite dar una mirada más profunda a la interpretación de las texturas, llegando a tener información sobre la cristalización de la roca. La aplicación del método CSD a muestras del stock de Parashi, ubicado en la Guajira, exhibe que la cristalización de dicho cuerpo no se dio de manera lineal, la evidencia sugiere que las tasas de nucleación y crecimiento cambiaron a medida que se da el enfriamiento del stock, provocando mayor tamaño en plagioclasas y en otros casos favoreciendo la nucleación en las biotitas.

Introducción

Aunque se sabe que en las zonas de subducción se desarrollan una gran cantidad de procesos físico-químicos que controlan factores como la velocidad y ángulo de subducción, la manifestación de la variación de estos parámetros y otros más están registrados en el magmatismo, los estilos de deformación, el metamorfismo y el desarrollo de cuencas sedimentarias con particularidades propias (Uyeda, 1983; Jarrard, 1986; Stern, 2002). Descifrar los mecanismos responsables de la diversidad de los regímenes tectónicos en un ambiente continental incluye la aplicación de varias técnicas clásicas en la geología, cuya finalidad básica es la caracterización de los atributos (petrológicos, geoquímicos, isotópicos y estructurales) de las rocas formadoras de la margen convergente (ej. Rollinson, 1993; Spear, 1993; Dickin, 2005).

En cuanto a las rocas ígneas, el avance reciente de varias técnicas analíticas ha permitido extraer información fundamental sobre el emplazamiento de magmas, el grado de interacción con rocas encajantes durante su ascenso y la organización de su trama de flujo, además de los procesos de cristalización registrados en las texturas de las rocas. Para entender los procesos de cristalización, el advenimiento de técnicas de cuantificación textural ha sido fundamental, ya que la geoquímica no es alterada por las texturas particulares de una roca, y por lo tanto los detalles más finos referentes a la cristalización no son visibles ni explicados solamente con métodos geoquímicos e isotópicos (Higgins, 2000, 2006).

Los métodos a través de los cuales se estudian las rocas ígneas con el fin de entender los procesos de cristalización, incluyen la observación directa o el uso de un microscopio petrográfico en donde se puede obtener información de las texturas y asociarlas a un posible escenario tectónico. En las rocas volcánicas, por ejemplo, nos puede dar información sobre las condiciones bajo las cuales cristalizó el magma y los procesos que ocurrieron en su ascenso (Blundy & Cashman, 2008).

Una de las técnicas que se utilizan para el análisis de texturas es el “*crystal size distribution*” (CSD), esta fue desarrollada por la comunidad de la ingeniería química en la década de 1960. Fue propuesta para predecir y optimizar los procesos de cristalización en entornos industriales (Randolph & Larsson, 1971; Cashman & Marsh, 1990). Esta teoría es un

planteamiento empírico basado en el concepto de equilibrio poblacional en estado estacionario, y utiliza parámetros simples como longitud, área o volumen de los cristales para así determinar la nucleación y la tasa de crecimiento de los cristales en las soluciones precipitadas (Cashman & Marsh, 1990).

La formación y crecimiento de cristales, ya sea a partir de una fusión o en un medio sólido (crecimiento mineral metamórfico), implica tres procesos principales: (1) nucleación inicial del cristal, (2) crecimiento cristalino posterior, y (3) difusión de sustancias químicas. Varios estudios experimentales han indicado que los cristales con estructuras simples tienden a nuclearse más fácilmente que aquellos con estructuras más complejas. Los óxidos (como la magnetita o la ilmenita) generalmente nuclean más fácilmente (con menos subenfriamiento) que el olivino, seguidos por el piroxeno, la plagioclasa y el feldespato alcalino, con una polimerización de Si-O progresivamente más compleja (Winter, 2014). En este trabajo se aplicará la técnica del *crystal size distribution* (CSD) en el stock de Parashi, ubicado en la península de la Guajira, con el fin de entender los procesos de cristalización que originaron esta roca intrusiva.

Geología Regional

La evolución tectónica de la margen noroccidental de Suramérica en el Cretácico tardío ha sido relacionada con la migración de la Placa del Caribe desde el Pacífico hasta su posición actual (Figura 1) (Pindell et al., 1998; Montes et al., 2019). En Colombia, el límite Cretácico-Paleógeno se encuentra caracterizado por la formación de un arco magmático, el cual es posterior a una colisión oblicua entre la Placa del Caribe y la margen noroccidental de Suramérica (Bayona et al., 2012; Bustamante et al., 2017). El magmatismo asociado se caracteriza a una firma geoquímica que se ha relacionado con el arco que se produjo debido a la subducción de la placa Caribe debajo de la margen norte de América del sur, entre 60-45 Ma; esta convergencia oblicua daría paso a desplazamientos de bloques en toda la margen de Suramérica (Bayona et al., 2012; Bustamante et al., 2017; Cardona et al., 2011). Las rocas asociadas a este arco Cretácico-Paleógeno corresponden a batolitos y stocks de composición félsica (granodiorítica y cuarzodiorítica). Estas rocas intruyen rocas metamórficas del Triásico, Jurásico y Cretácico de la Cordillera Central, Sierra Nevada de Santa Marta y en la Guajira (Bayona et al., 2012; Bustamante et al., 2017; Cardona et al., 2011).

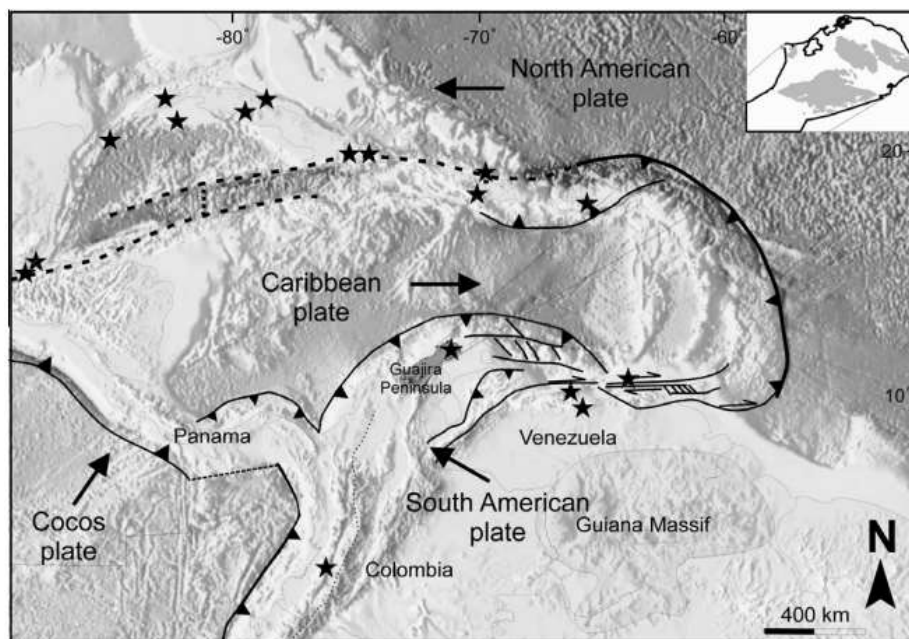


Figura 1. Configuración tectónica hoy en día de la región del Caribe. Tomado de Weber et al. (2010).

En la región Caribe, rocas magmáticas intruyen complejos colisionales como la Formación Etpana, también cerca de la zona como la Sierra Nevada de Santa Marta y la península de la Guajira. En la zona norte de la Guajira se encuentra la Formación Jarara, rocas meta-volcánicas de bajo grado deformadas, y la Formación Etpana, la cual está ubicada más al norte en la península de la Guajira, conformada por esquistos verdes, filitas, cuarcitas y serpentinitas intercaladas, rodingitas y gabros. La edad de la Formación Etpana es incierta, pero el límite superior está definido por el stock de Parashi (Weber et al., 2010; Lockwood, 1965). En cuanto a los plutones del Paleógeno asociados a la región Caribe, encontramos el batolito de Santa Marta y el stock de Parashi. El batolito de Santa Marta está constituido por granodioritas y tonalitas con una edad datada en circones en U-Pb de 58-54 Ma (Cardona et al., 2011). El stock de Parashi se encuentra localizado al noreste del batolito de Santa Marta, a su vez, está rodeado por rocas sedimentarias del terciario, calizas y lutitas de las Formaciones Uitpa y Siamana (figura 2.). Fue formado por la colisión del arco del Caribe y la margen continental de América del Sur. Este incluye un cuerpo de cuarzodiorita con biotita y hornblenda, una serie de diques de andesita a dacita en sentido N-NE y enclaves maficos; todo esto intruye rocas metapelíticas de bajo grado y rocas metaultramáficas de la Formación Etpana. Alrededor del stock de Parashi, en estas rocas metapelíticas se ha reportado la presencia de una aureola de contacto de 50 metros de ancho aproximadamente; de igual forma se ha descrito que estas rocas alcanzaron facies de cornubiana, esto soportado en la presencia de cristales de andalucita en una matriz de cuarzo, biotita y oligoclasa, reemplazando un ensamble mineral anterior de menor temperatura que contenía sericita, clorita, cuarzo y albita (Lockwood, 1965; Bustamante et al., 2021; Martínez & Zuluaga, 2010). Edades de U-Pb con el método de LA-MC-ICP-MS, y los diques presentes, sugieren que la cristalización se extendió desde 47 Ma hasta 51 Ma (Cardona et al., 2014).

La geoquímica del stock de Parashi muestra que estas rocas son metaluminosas a subalcalinas, de la serie calcoalcalina. Presenta además un enriquecimiento de tierras raras livianas en comparación con las tierras raras pesadas. A su vez, un enriquecimiento de los LILE (large ion lithophile elements), también anomalías presentes de Nb y Ti, lo que sugiere un ambiente de arco magmático para su origen (Cardona et al., 2014).

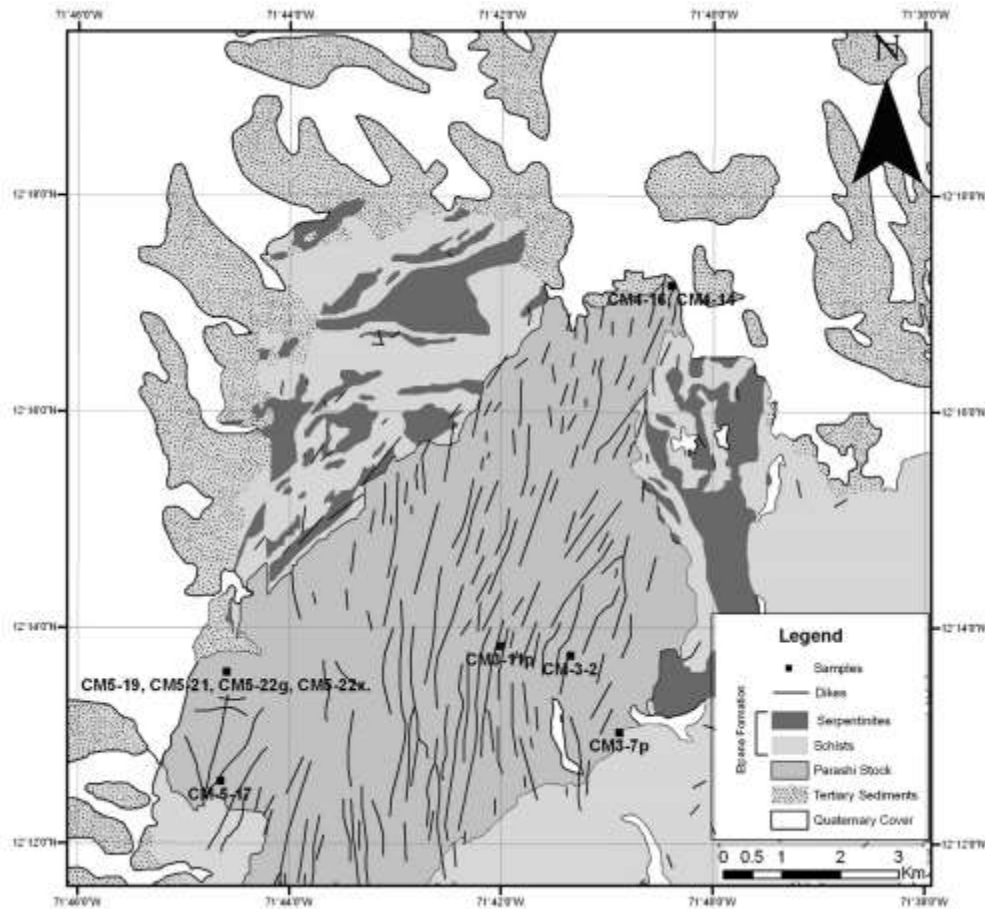


Figura 2. Mapa geológico del stock de Parashi. Tomado de Cardona et al. (2014).

Métodos

Se analizaron cuatro muestras estudiadas por métodos magnéticos por Bustamante et al. (2021) (Figura 3), con el fin de obtener la distribución del tamaño de los cristales (DTC) de biotita y plagioclasa en muestras del stock de Parashi y los diques asociados. Para obtener esta distribución se midió el largo y ancho de los cristales en imágenes de secciones delgadas de cada muestra, las cuales fueron tratadas con el programa de versión libre ImageJ, con el fin de aislar los cristales de interés del resto de la roca y poder obtener las medidas más fácilmente. La transformación de dos a tres dimensiones se denomina corrección estereológica, que se hace a partir del software de versión libre CSD Corrections de Higgins (2000). Este proceso se hace para obtener con mayor precisión el tamaño real de los cristales, ya que éste puede variar si se consideran sólo dos dimensiones. Una vez obtenidas estas

medidas, se pueden establecer condiciones de cristalización magmática del stock de Parashi y los diques. Los análisis se realizaron según la metodología descrita en Higgins (2006).

Para obtener los datos, se fotografiaron secuencialmente las secciones delgadas escogidas, posteriormente las imágenes fueron tratadas en *software* gráficos, con el fin de obtener una imagen única de la totalidad de la sección. Finalmente fueron delineados los cristales de plagioclasa y biotita, y con la definición final de los límites de cada cristal hecha con la ayuda de microscopio petrográfico. Las imágenes finales de cada sección delgada fueron convertidas a una imagen binaria (Figura 4) para análisis de DTC a través del programa *CSD Corrections* 1.39 de Higgins (2000).

Las texturas que se desarrollan en las rocas ígneas dependen de las tasas de enfriamiento, las tasas de movilidad de los átomos y moléculas presentes en el líquido, la tasa de nucleación y crecimiento (Winter, 2014). Se puede hacer una aproximación a las tasas de nucleación y crecimiento a través del uso de la densidad poblacional de los cristales, como una función del tamaño del cristal (Marsh, 1988, Cashman & Marsh, 1990). Marsh (1988), aplicando la metodología de Randolph & Larsson (1971) CSD a sistemas volcánicos, encontró que la relación entre la población de cristales ($\ln(n)$) y el tamaño de los cristales (L) puede representarse de manera inversa por una línea recta (figura 3).

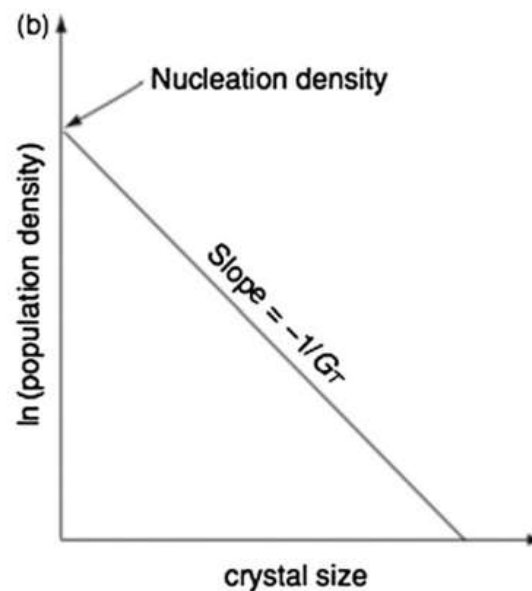


Figura 3. Grafico tipo del método CSD. (Higgins, 2006).

La forma de la línea resultante en estos gráficos CSD, puede darnos aproximaciones de cómo se desarrollaron las fases de cristalización de cuerpos ígneos, o a que procesos y condiciones pudieron estar sometidos durante su enfriamiento. Gráficos de CSD con una mayor pendiente indican altas tasas de subenfriamiento. Mientras que, CSD's menos inclinadas indican tamaños de cristales mayores, y bajas tasas de enfriamiento (Zieg & Marsh, 2002). Líneas con formas cóncavas o convexas, se deben a un crecimiento de los cristales de manera no lineal, así como también la presencia de líneas fragmentadas en el grafico CSD, puede sugerir la cristalización de fenocristales o mezcla de magmas (Ngonge et al., 2013). En un sistema en el cual se desarrollen dos estados de cristalización, la línea resultante en el grafico será cóncava hacia arriba (Marsh, 1998).

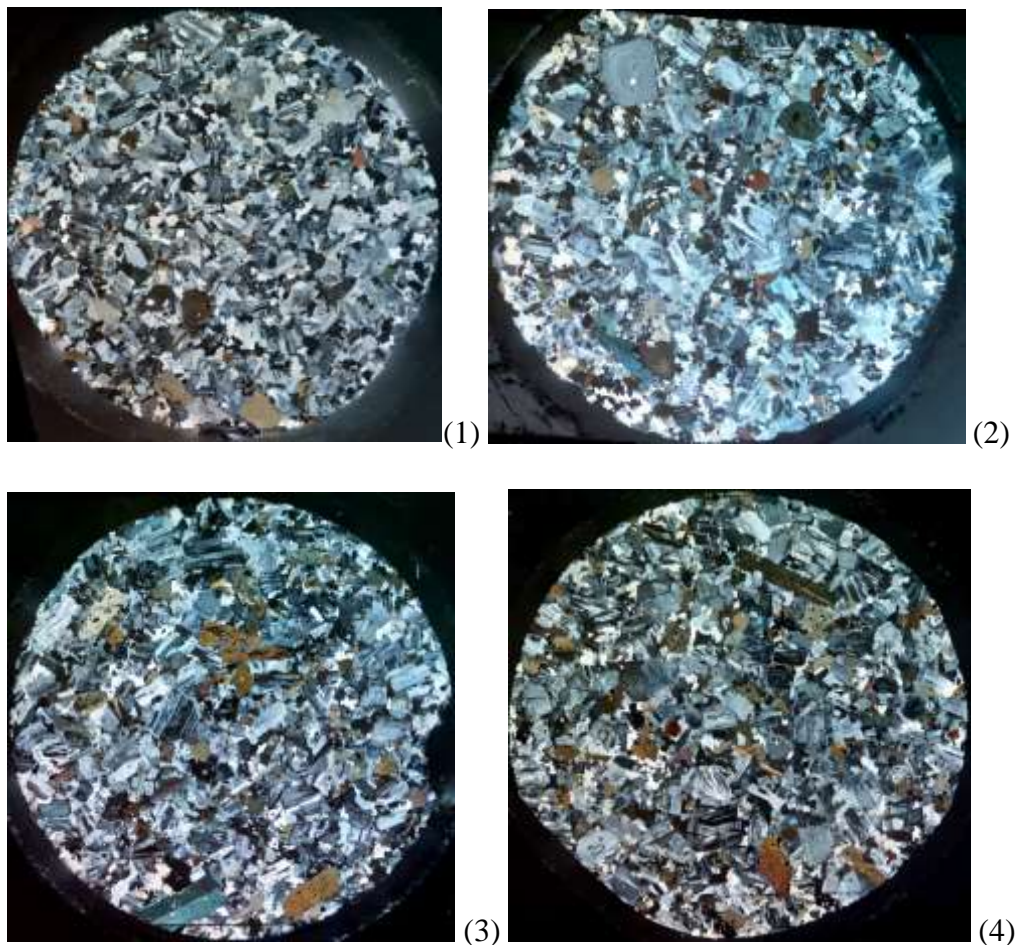
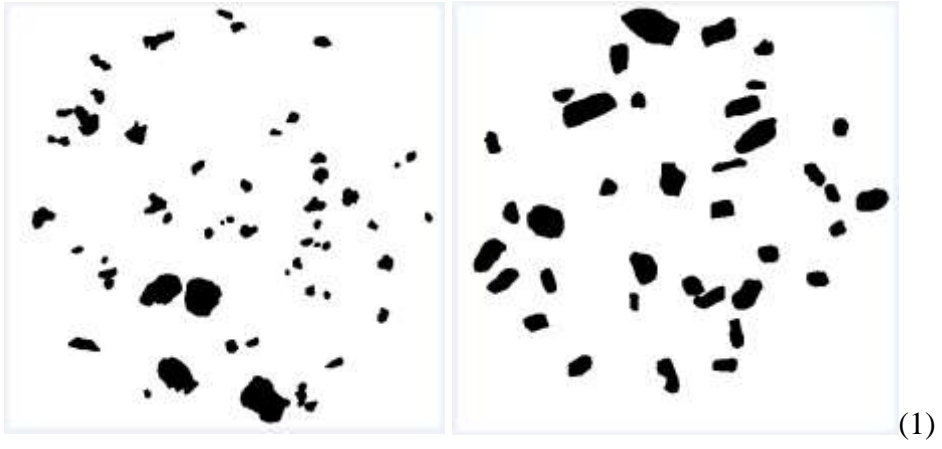


Figura 3. Fotografías de las secciones delgadas analizadas del stock de Parashi. CP7C (1). CP9A (2). CP11B (3). CP11C (4).



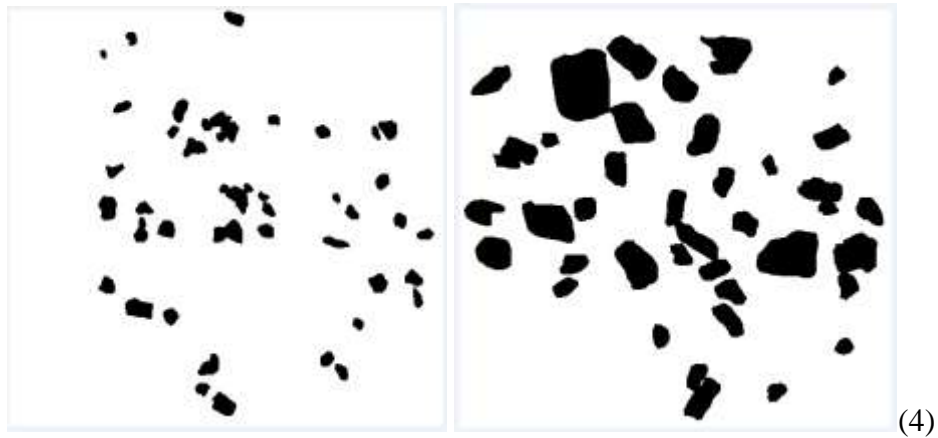


Figura 4. Imágenes binarias con los minerales seleccionados (Biotita y Plagioclasa). CP7C B-PL(1). CP9A B-PL(2). CP11B B-PL(3). CP11C B-PL(4).

Resultados

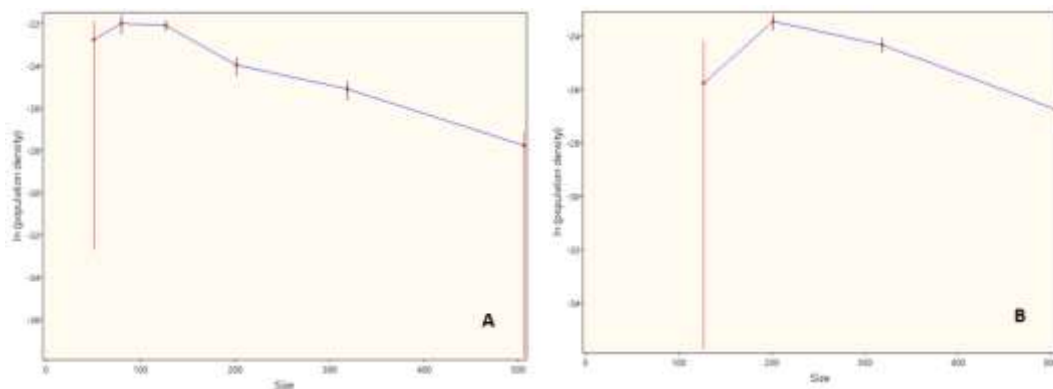
En general, las muestras analizadas del stock corresponden a rocas holocristalinas, hipidiomorficas y masivas. Se componen de plagioclasa con tamaños que varían de 0.09 mm a 3.37 mm; son cristales de forma subhedral a anhedral, en ocasiones presenta alteración a arcillas y también zonación, es un mineral principal en la roca. El cuarzo presente es anhedral con tamaños que varían de 0.30 mm a 1.5 mm, no ha sufrido alteración evidente alguna. El máfico de mayor presencia es la biotita, con tamaños que varían desde 0.22 mm a 3.45 mm, algunas veces presenta alteración a clorita; de igual forma, se encuentra presente hornblendas.

La sección CP7C (Figura 3.1) presenta plagioclasas (70%) de tamaños que varían de 0.25mm a 3.37 mm, prismáticos y subhedral, en menor proporción se presenta cuarzo (5%) y hornblenda (5%). Biotitas (20%) se observa como algunos cristales euhedrales, de tamaños que varían de 0.4-3.3 mm. La sección CP9A (Figura 3.2) presenta cristales de plagioclasa (60%) con tamaños que varían de 0.09-0.12mm, de forma euhedral-anhedral, algunos presentan zonación concéntrica del centro del cristal hacia el borde; mayor presencia cristales euhedrales de hornblenda (15%), biotita (20%) en cristales de tamaños que varían de 0.64 mm a 3.45mm, algunos de estos euhedrales, cuarzo de forma anhedral (5%). La sección CP11B (Figura 3.3) presenta plagioclasa en gran proporción (70%) con un tamaño que varía

de 0.14 mm a 3.01 mm, cristales de hornblenda prismáticos (20%), cristales de biotita (10%) con tamaños que varían de 0.22mm a 3.1mm, con alteración a clorita presente. La sección CP11C, presenta cristales de plagioclasa (70%) con un tamaño que varían de 0.17 mm a 3.08 mm, prismáticos y masivos tienden a presentar zonación concéntrica, cristales de hornblenda (10%), y cristales de biotita (20%) que presentan tamaños que varían de 0.74 mm a 3.30 mm.

Una vez realizado el análisis en el software CSD Corrections, se identificaron 51 cristales de biotita para la muestra CP7C-B, y 36 de plagioclasa en la muestra CP7C-PL. Para la muestra CP9A-B se obtuvieron 50 cristales de biotita, y en la muestra CP9A-PL se midieron 32 cristales de plagioclasa. Para la muestra CP11B-B se obtuvieron 30 cristales de biotita, y en la muestra CP11B-PL se midieron 48 cristales de plagioclasa. Para la muestra CP11C-B se obtuvieron 39 cristales de biotita, y en la muestra CP11C-PL se midieron 32 cristales de plagioclasa. En total, se obtuvieron 170 mediciones de cristales de Biotita, y 148 mediciones en cristales de Plagioclasa.

Los gráficos obtenidos del programa CSD Corrections al analizar las mediciones (Figura 5), presentan una regresión lineal negativa, con una pendiente negativa en todos los gráficos; Esto, debido a la disminución de la población de cristales y el aumento de tamaño de estos mismos. Es notorio que a medida que aumenta el tamaño de los cristales, la cantidad de estos es menor.



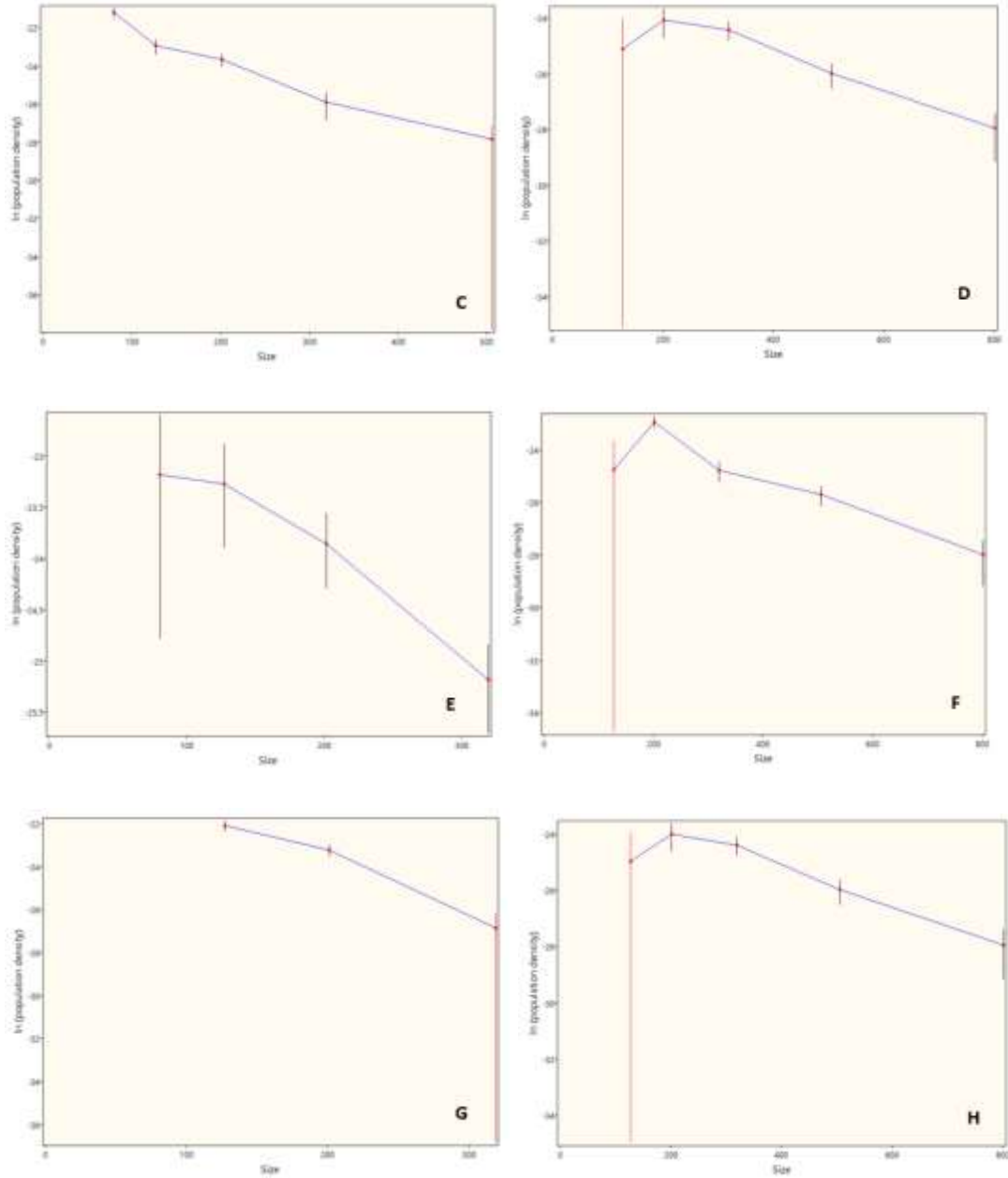


Figura 5. Gráficos producto del análisis en el software CSD Corrections. En el eje X se presenta el tamaño del mineral y el eje Y la densidad de población del mineral. Muestra CP7C-B (5A), CP7C-PL (5B); Muestra CP9A-B (5C), CP9A-PL (5D); Muestra CP11B-B (5E), CP11B-PL (5F); Muestra CP11C-B (5G), CP11C-PL (5H).

Discusión

Todos los gráficos CSD muestran que la línea se posiciona hacia la parte superior, lo que indica, en principio, una alta densidad de nucleación favorecida debido a que la temperatura del fundido se acerca a la temperatura de subenfriamiento, en cuya condición es más sencillo para los átomos nuclearse en grupos más cercanos. Las tasas de nucleación y crecimiento dependen en gran medida del subenfriamiento del magma, a medida que el magma se enfría, aumenta la viscosidad y decrece la energía cinética del sistema (Winter, 2014). La formación de estos núcleos cristalinos y su posterior acreción debido a procesos químicos, conlleva al asentamiento de estos primeros cristales en el fondo de la cámara magmática debido a su peso, provocando una remoción de los cristales más grandes del líquido, y un aumento en el tamaño de los cristales favoreciendo el crecimiento, evidenciado en la caída de la línea y su progradación en el eje x (tamaño), visible en todas las gráficas CSD.

Las gráficas CSD exhiben una forma cóncava hacia abajo, lo cual se debe al crecimiento de los cristales de manera no lineal (Ngonge et al., 2013), esto evidenciado principalmente en las plagioclasas (figuras 5B, 5D, 5F y 5H). Estas alcanzan su punto máximo de densidad de población en torno a un tamaño de 2 mm, después de este punto se favorece el crecimiento, las líneas bajan y por lo tanto la densidad de nucleación desciende y prograda hacia un mayor tamaño de los cristales. En cambio, las biotitas (figuras 5A, 5C, 5E, 5G) alcanzan su punto máximo de densidad de población en torno a un tamaño de 1 mm, después de este punto, se favorece el tamaño (tasa de crecimiento). Estas observaciones coinciden con la textura que se observa en las secciones delgadas, en donde se encuentra una abundancia de plagioclasas con hábito poco desarrollado, caras que varían entre subhedrales a anhedrales, cristales con gran tamaño (1 a 3 mm). Por lo tanto, La cristalización del stock comenzó con un rápido enfriamiento, el cual permite más cercanía a la temperatura de subenfriamiento, provocando una tasa de crecimiento lenta y una tasa de nucleación rápida. Posteriormente pasa a un enfriamiento lento, dando como resultado un subenfriamiento menor, una tasa de crecimiento rápido y una tasa de nucleación lenta, dando cuenta de un nucleamiento inicial, que posteriormente pasa a favorecer al tamaño debido a las condiciones

presentes, donde el enfriamiento conlleva a una menor movilidad de los átomos y una tendencia a cristalizar en torno a grupos más cercanos.

La curvatura que presentan las líneas CSD, puede sugerir la presencia de fenocristales, de plagioclasa en este caso, así como también un escenario con dos o más fases de cristalización. Toda esta evidencia, aunado a la zonación presente en la plagioclasa, sugiere una cristalización fraccionada en el stock, la información que proveen los resultados permite entender como la temperatura es imperativa en el desarrollo de los cristales, también este tipo de cristalización puede ser posible debido a diferentes pulsos magmáticos en su intrusión o la posterior intrusión de los diques en el stock pudo generar un sobrecrecimiento en algunos cristales (como la plagioclasa).

Conclusiones

La cristalización del stock de Parashi se da en una zona de subducción, en donde las condiciones de presión, temperatura y presencia de volátiles, pueden haber interferido durante el enfriamiento. Los resultados expuestos soportan que la cristalización del stock no fue un proceso lineal, y la intervención de otras variables, como las anteriormente mencionadas, pudo favorecer el predominio de la tasa de nucleación o crecimiento.

El análisis cuantitativo de la textura de las rocas ígneas provee información importante sobre la historia de la cristalización de dichas rocas, y estimaciones cualitativas de la variación de las tasas de nucleación y crecimiento. Un enfoque más detallado podría aplicarse con la unión de estudios sobre el contenido de volátiles presentes en el magma, cuya influencia está relacionada con la cristalización. Estudios texturales de rocas ígneas indican que el engrosamiento de la plagioclasa influye de manera importante en el desarrollo de la textura general de la roca (Higgins, 2017), por lo tanto, estudios de química mineral también podrían ser necesarios para lograr un análisis más completo sobre las condiciones de cristalización de estas rocas.

Bibliografía

- Bayona, G.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Mora, A.; Montes, C.; Valencia, V.; Ayala, C.; Montenegro, O.; IbáñezMejía, M. 2012. Early Paleogene magmatism in the northern Andes: insights on the effects of oceanic plateau-continent convergence. *Earth and Planetary Science Letters* 331-332: 97-111. doi.10.1016/j. epsl.2012.03.015.
- Blundy, J., Cashman, K. (2008) Petrologic Reconstruction of Magmatic System Variables and Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69. 179-239 doi:10.2138/rmg.2008.69.6
- Bustamante, C., Archanjo, C., Cardona, A., & Restrepo, M. (2021). Magnetic fabric of the Parashi stock and related dyke swarm, Alta Guajira (Colombia): The Caribbean-South American plates oblique convergence. *Andean Geology*, 48(2), 219. <https://doi.org/10.5027/andgeov48n2-3332>
- Bustamante, C.; Cardona, A.; Archanjo, C.J.; Bayona, G.; Lara, M.; Valencia, V. 2017. Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of postcollisional arc magmatism. *Lithos* 277: 199-209.
- Cardona, A.; Valencia, V.; Bayona, G.; Duque, J.; Ducea, M.; Gehrels, G.; Jaramillo, C.; Montes, C.; Ojeda, G.; Ruiz, J. 2011. Early subduction orogeny in the Northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta massif and Rancheria Basin, Northern Colombia. *Terra Nova* 23 (1): 26-34. doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00979.x.
- Cardona, A., Weber, M., Valencia, V., Bustamante, C., Montes, C., Cordani, U. and Muñoz, C., 2014. Geochronology and geochemistry of the Parashi granitoid, NE Colombia: Tectonic implication of short-lived Early Eocene plutonism along the SE Caribbean margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 50, pp.75-92.
- Cashman, K., & Marsh, B. (1990). Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake.

- Dickin, A.P. (2005) Radiogenic Isotope Geology. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 509. <http://dx.doi.org/10.1017/CBO9781139165150>
- Higgins, M.D., 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist* 85 (9), 1105–1116.
- Higgins, M.D., 2006. Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Higgins, M. (2017). Quantitative investigation of felsic rock textures using cathodoluminescence images and other techniques. *Lithos*, 277, 259-268. doi: 10.1016/j.lithos.2016.05.006
- Jarrard, R., 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24(2), p.217.
- Lockwood, J.P. 1965. Geology of the Serranía de Jarara area, Guajira Península, Colombia. Ph.D. Thesis (Unpublished), Princeton University: 237 p.
- Marsh, B.D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contribution mineral petrol.*
- Marsh, B.D., 1998. On the interpretation of crystal size distribution in magmatic systems. *Journal of Petrology* 39 (4), 553–599.
- Martínez, L.F.; Zuluaga, C.A. 2010. Thermal modeling of pluton emplacement and associated contact metamorphism: Parashi stock emplacement in the Serranía de Jarara (Alta Guajira, Colombia). *Earth Sciences Research Journal* 14 (2): 145-152.
- Montes, C.; Rodríguez-Corcho, A.F.; Bayona, G.; Hoyos, N.; Zapata, S.; Cardona, A. 2019. Continental margin response to multiple arc-continent collisions: The northern Andes-Caribbean margin. *EarthScience Reviews* 198: 102903. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.102903.
- Ngonge, E., Archanjo, C., & Hollanda, M. (2013). Plagioclase crystal size distribution in some tholeiitic mafic dykes in Cabo Frio–Buzios, Rio de Janeiro, Brazil. *Journal Of*

Volcanology And Geothermal Research, 255, 26-42.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.009>

Pindell, J.L.; Higgs, R.; Dewey, J.F. 1998. Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution, and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. *In* Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, northern South America (Pindell, J.L.; Drake, C.L.; editors). Society for Sedimentary Geology, Special Publication 58: 45-86.

Randolph, A., & Larson, M. (1971). *Theory and particulate processes*. New York: Academic Press.

Rayo, L. & Zuluaga, C.A., (2011). Procesos magmaticos en el Nevado del Ruiz: un análisis cuantitativo textural. *Boletín de geología*, Vol. 33, N°2.

Rollinson, H.R. (1993) *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, England.

Spear, F. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, DC, 799p.

Stern, R., 2002. SUBDUCTION ZONES. *Reviews of Geophysics*, 40(4), pp.3-1-3-38.

Uyeda, S., 1983. Comparative Subductology. *Episodes*, 6(2), pp.19-24.

Weber, M.; Cardona, A.; Valencia, V.; García-Casco, A.; Tobón, M.; Zapata, S. 2010. U/Pb detrital zircon provenance from Late Cretaceous metamorphic units of the Guajira Peninsula, Colombia: tectonic implications on the collision between the Caribbean arc and the South American margin. *Journal of South American Earth Sciences* 29: 805-816. doi: 10.1016/j.jsames.2009.10.004.

Winter, J., & Winter, J. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Noida: Pearson India Education Services.

Zieg, M.J.A.N.D., Marsh, B.D., 2002. Crystal size distribution and scaling laws in the quantification of igneous textures. *Journal of Petrology* 43 (1), 85–101.