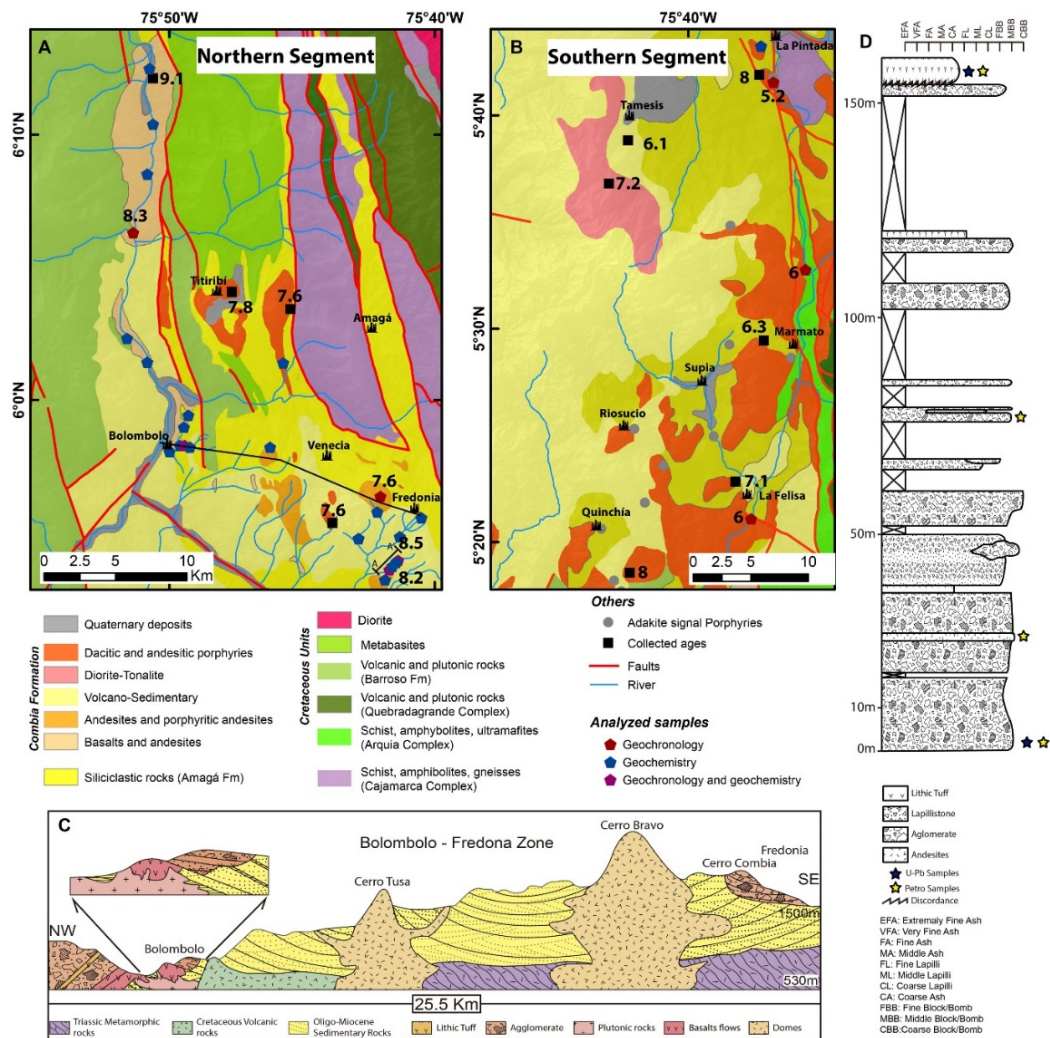


Petrogénesis del Complejo Volcánico Combia

El Complejo Volcánico Combia es una secuencia de rocas volcánico – sedimentarias constituido por basaltos, andesitas, dacitas, pórfidos andesíticos, aglomerados, tobas, areniscas, limolitas, conglomerados y rocas plutónicas como tonalidades, granitos y granodioritas (Jaramillo et al., 2019). El complejo presenta edad de magmatismo Mioceno tardío entre 9 Ma y 5.2 Ma con al menos dos series magmáticas principales, una de afinidad toleítica a calco-alkalina y otra con firmas adakíticas (Leal-Mejía et al., 2011). Las unidades volcánicas – plutónicas del Complejo Combia se encuentran en relación discordante e intrusiva con las rocas siliciclásticas de la Formación Amagá y varios domos expuestos de composición andesítica a dacítica como Cerro Bravo, Cerro Tusa, Cerro Sillón y Cerro Morro Alegre se encuentran intruyendo la Formación Amagá (ver figura 1) y las rocas sedimentarias y volcánicas del Complejo volcánico Combia (Jaramillo et al., 2019).

Figura 1

Mapa geológico del Complejo Volcánico Combia.



Tomado de (Jaramillo et al., 2019).

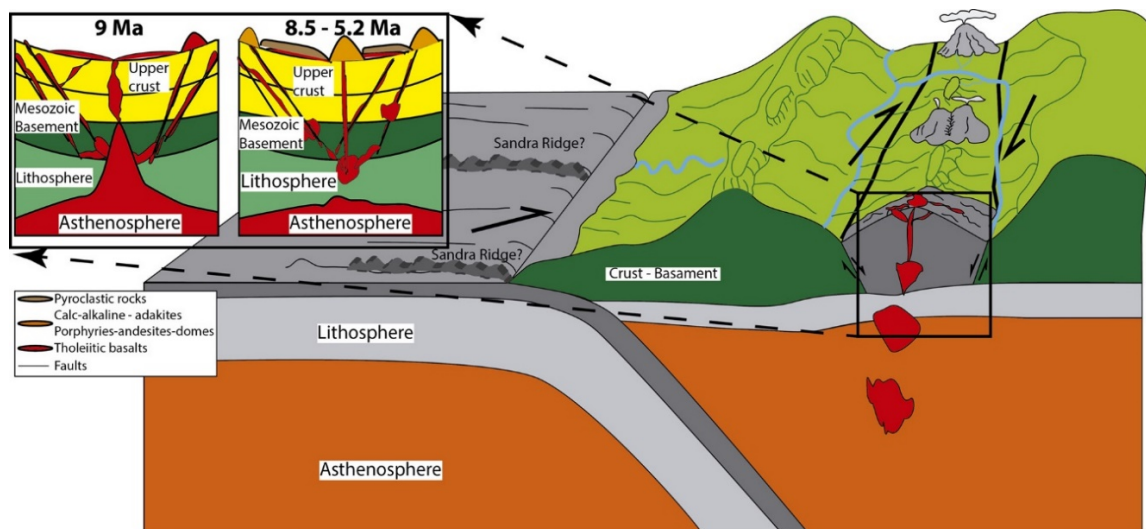
La petrogénesis de las rocas ígneas del Complejo Volcánico Combia está relacionada con la ruptura de la Placa Farallón en las Placas Nazca y Cocos a finales del Oligoceno entre 25 y 23 Ma (Lonsdale, 2005) y la colisión del Bloque Panamá – Chocó con el norte de Sudamérica a principios del Mioceno entre 23 y 21 Ma (Duque-Caro, 1990), que produjeron el crecimiento del arco magmático Andino Norte (León et al., 2018).

Los basaltos localizados en la base de la secuencia volcánica de edad aproximada 9 Ma representan la fase eruptiva más antigua, la composición de los basaltos y la presencia de minerales como augita y olivino indican que la fuente magmática proveniente del manto era de afinidad toleítica y relativamente pobre en agua (Jaramillo et al., 2019). La secuencia posterior representada por domos y rocas piroclásticas, andesitas y pórfidos andesíticos de edad aproximada 8.3 Ma contienen minerales hidratados como hornblenda y biotita, que señalan que la fuente magmática era de afinidad calco-alcalina y rica en agua (Jaramillo et al., 2019). Las rocas con firmas adakiticas están relacionadas con el inicio de la subducción de la cresta oceánica Sandra en la Placa Nazca (Defant & Drummond, 1990) y la diferenciación magmática en una corteza continental gruesa (Chiaradia et al., 2009).

Durante la convergencia oblicua de la Placa Nazca y Sudamericana, la extensión local que experimentó la placa continental generó un adelgazamiento en la corteza que permitió la fusión parcial profunda del manto y un accenso rápido del magma hasta una cámara magmática poco profunda (ver figura 2), dando lugar a los magmas de afinidad toleítica y calco-alcalina (Jaramillo et al., 2019). Por otro lado, los magmas con firmas adakiticas se formaron en un entorno de arco en el que la entrada de sedimentos y la fusión de la placa subducida modificaron la composición del manto (Jaramillo et al., 2019). La convergencia oblicua entre placas y la presencia de fallas geológicas removilizadas también permitieron que el Complejo Volcánico Combia alcanzara patrones composicionales heterogéneos en un tiempo relativamente corto menor a 5 Ma (Jaramillo et al., 2019).

Figura 2

Evolución de la actividad magmática del Complejo Volcánico Combia.



Tomado de (Jaramillo et al., 2019).

Los basaltos de afinidad toleítica se caracterizan por un espesor de la corteza de 17 ± 5 km, las rocas andesíticas por un espesor de la corteza de aproximadamente 21 ± 4 km, los domos dacíticos por un espesores cortical aproximado de 47 ± 4 km y las rocas porfídicas indican valores superiores a 51 ± 14 km (Jaramillo et al., 2019). Finalmente, la actividad magmática del Complejo Volcánico Combia finalizó por el aplanamiento de la Placa Nazca hace 5.2 Ma, lo que a su vez promovió la deformación de los Andes colombianos y el plegamiento del Complejo Volcánico Combia (Jaramillo et al., 2019).

Referencias

- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., & Fontignie, D. (2009). Adakite-like volcanism of Ecuador: Lower crust magmatic evolution and recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(5), 563–588. <https://doi.org/10.1007/S00410-009-0397-2>
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294), 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662A0>
- Duque-Caro, H. (1990). The choco block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 71–84. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90019-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90019-W)
- Jaramillo, J. S., Cardona, A., Monsalve, G., Valencia, V., & León, S. (2019). Petrogenesis of the late Miocene Combia volcanic complex, northwestern Colombian Andes: Tectonic implication of short term and compositionally heterogeneous arc magmatism. *Lithos*, 330–331, 194–210. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2019.02.017>
- Leal-Mejía, H., Draper, J., & Shaw, R. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes. *Proceedings of the Let's Talk Ore Deposits—Eleventh Biennial SGA Meeting, Antofagasta, Chile*, 26–29.
- León, S., Cardona, A., Parra, M., Sobel, E. R., Jaramillo, J. S., Glodny, J., Valencia, V. A., Chew, D., Montes, C., Posada, G., Monsalve, G., & Pardo-Trujillo, A. (2018). Transition From Collisional to Subduction-Related Regimes: An Example From Neogene Panama-Nazca-South America Interactions. *Tectonics*, 37(1), 119–139. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017TC004785>
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264. <https://doi.org/10.1016/J.TECTO.2005.05.011>