



Caracterización petrográfica y litogeoquímica del Stock de Buriticá (Tonalita de Buriticá) e intrusivos asociados

Albert Rafael Marín Kasprzyk

**Universidad de Caldas
Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Caldas
2023**

**Caracterización petrográfica y litogeoquímica del Stock de
Buriticá (Tonalita de Buriticá) e intrusivos asociados**

Albert Rafael Marín Kasprzyk

Trabajo de tesis para optar por el título de geólogo

Asesores Académicos

MSc. July Quiceno Colorado

MSc. Juan Sebastián Hernández González

Asesor Institucional

MSc. Andrés Naranjo Sierra

BSc. María del Pilar Zuluaga Diaz

**Universidad de Caldas
Departamento de Ciencias Geológicas
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Caldas
2023**

Nota de aceptación
Asesores Académicos

July Quiceno C.

MSc. July Quiceno Colorado

Juan Sebastián Hernández G.

MSc. Juan Sebastián Hernández González

Asesores Institucionales

Andrés

MSc. Andrés Naranjo Sierra

María del Pilar Zuluaga

BSc. María del Pilar Zuluaga Díaz

Dedicatoria y agradecimientos

iv

Le dedico este trabajo a mi familia por su incondicional apoyo durante todo este proceso de formación, en especial a mi padre quien siempre ha estado dándome ánimos y buenos consejos.

Le agradezco enormemente a la empresa Zijin-Continetal Gold y a su personal de Exploración, en especial a Andrés Naranjo y a Pilar Zuluaga por la amabilidad, la paciencia y la gran oportunidad brindada. A July y a Sebastián por su invaluable guía y asesoría sin la cual este trabajo no hubiera sido posible. Finalmente y no menos importante, agradecerle a los “geoparceros de la última mesa” por sus amistades y enriquecedoras discusiones a lo largo de la carrera.

Resumen

v

La Tonalita de Buriticá es un cuerpo intrusivo del Cretácico ($100,9 \pm 0,85$ Ma), localizado en la Cordillera Occidental, al sur del municipio de Buriticá, Antioquia. Se encuentra intruyendo a las formaciones Barroso y San José de Urama, y está emplazado al occidente del sistema de fallas Cauca-Romeral, entre las fallas de Guasabra-Mistrató y Tonusco. Este plutón está compuesto principalmente por tonalita con anfíbol de grano medio a grueso, y está intruido por diques máficos de microgabro con piroxeno, microcuarzogabro y basalto con y sin piroxenos. La Tonalita de Buriticá también se encuentra intruida por diques intermedios de diorita con piroxeno y andesita con piroxeno representativos del Complejo Intrusivo de Buriticá del Neógeno ($7,41 \pm 0,4$ Ma). Los análisis químicos de la Tonalita de Buriticá presentan firmas geoquímicas calcoalcalinas (SiO_2 entre 70,2 y 75,7 % wt, Fe_2O_3 entre 2,74 y 4,2 % wt y Al_2O_3 entre 13,75 y 14,1 % wt), con enriquecimientos no muy marcados de los LREE sobre los HREE y una anomalía negativa de Eu. Los diques máficos (SiO_2 entre 55,5 y 63 % wt, Fe_2O_3 entre 7,1 y 9,33 % wt y Al_2O_3 entre 15,3 y 16,05 % wt) presentan firma toleítica y calcoalcalina, con patrones de REE similares a los de la tonalita pero más primitivos (patrones más planos) y sin anomalías. Los diques del Complejo Intrusivo de Buriticá (SiO_2 entre 50,4 y 50,5 % wt, Fe_2O_3 entre 8,56 y 9,8 % wt y Al_2O_3 entre 16,4 y 17,15 % wt) presentan firma calcoalcalina y enriquecimientos de los LREE sobre los HREE. Los resultados petrográficos y geoquímicos evidencian un origen para las rocas de la Tonalita de Buriticá de arco volcánico asociado a zonas de subducción, además de procesos de cristalización fraccionada y mezcla de magmas (recargas), en condiciones oxidantes. Los diques máficos muestran una fuente de magma tipo E-MORB con interacción de la corteza, permitiendo interpretar una fusión parcial de la base de la de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO) generada por una ventana astenosférica causada por un *slab-rollback*

operativo durante el Cretácico superior, con procesos predominantes de mezcla de magmas^{vi} (recargas), en condiciones reductoras. Finalmente, las muestras pertenecientes a los diques del Complejo Intrusivo de Buriticá evidencian un origen de arco volcánico asociado a zonas de subducción, además de procesos predominantemente de cristalización fraccionada, en condiciones muy oxidantes, con mezcla de magmas (recargas). La intrusión del Complejo Intrusivo de Buriticá hace aproximadamente 7 Ma es el proceso que causó la alteración hidrotermal y la acumulación de oro en las rocas de la Tonalita de Buriticá. Las rocas del Complejo Intrusivo de Buriticá se emplazaron en un fragmento de la PLOCO previamente acrecionado al continente, donde la corteza estaba más gruesa y evolucionada que la corteza en la cual se emplazó la Tonalita de Buriticá.

Palabras clave: Tonalita de Buriticá, Cretácico superior, Complejo Intrusivo de Buriticá, litogeoquímica, petrogénesis, zona de subducción.

Abstract

The Buriticá Tonalite is an intrusive body from the Cretaceous (100.9 ± 0.85 Ma), located in the Western Cordillera, to the south of the municipality of Buriticá, Antioquia. It is intruding the Barroso and San José de Urama formations and is located to the west of the Cauca-Romeral fault system, between the Guasabra-Mistrató and Tonusco faults. This pluton is composed mainly of medium to coarse grained amphibole tonalite, and is intruded by mafic dikes of pyroxene microgabbro, microquartzgabbro, and pyroxene basalt. The Buriticá Tonalite is also intruded by intermediate dikes of pyroxene diorite and pyroxene andesite, which are representative rocks of the Neogene Buriticá Intrusive Complex (7.41 ± 0.4). Chemical analyzes of the Buriticá Tonalite show calc-alkaline geochemical signatures (SiO_2 between 70.2 and 75.7% wt, Fe_2O_3 between 2.74 and 4.2% wt and Al_2O_3 between 13.75 and 14.1% wt). with very low marked enrichments of LREE compared to HREE and negative Eu anomaly. The mafic dikes (SiO_2 between 55.5 and 63% wt, Fe_2O_3 between 7.1 and 9.33% wt and Al_2O_3 between 15.3 and 16.05% wt) have tholeiitic and calc-alkaline signatures, with REE patterns similar to those of the tonalite but more primitive (flat patterns) and without anomalies. The Buriticá Intrusive Complex dikes (SiO_2 between 50.4 and 50.5 % wt, Fe_2O_3 between 8.56 and 9.8 % wt, and Al_2O_3 between 16.4 and 17.15 % wt) have calc-alkaline signature and enrichments of LREE over HREE. The petrographic and geochemical results show a volcanic arc origin for the Buriticá Tonalite rocks associated with subduction zones, by processes of fractional crystallization and magma mingling and mixing (recharges), in oxidized conditions. The mafic dykes show an E-MORB-type magma source with crustal interaction, suggesting a partial melting of the base of the Western Cretaceous Oceanic Lithospheric Province (PLOCO) generated by an asthenospheric window caused by an operating slab-rollback during the

Upper Cretaceous, with dominant processes of magma mingling and mixing (recharges), under reduced conditions. Finally, the samples belonging to the Buriticá Intrusive Complex dikes show a volcanic arc origin associated with subduction zones, with dominant fractional crystallization processes, in highly oxidized conditions, with a mingling and mixing (recharges). The intrusion of the Buriticá Intrusive Complex about 7 Ma ago is the process that causes the hydrothermal alteration and accumulation of gold in the Buriticá Tonalite rocks. The Buriticá Intrusive Complex rocks were emplaced in a PLOCO fragment previously accreted to the continent, where the crust was thicker and evolved than the crust in which the Buriticá Tonalite was emplaced.

Keywords: Buriticá Tonalite, Late Cretaceous, Buriticá Intrusive Complex, lithogeochemistry, petrogenesis, subduction zone.

Tabla de Contenido

ix

1.	Introducción	1
2.	Objetivos.....	5
2.1.	Objetivo general.....	5
2.2.	Objetivos específicos	5
3.	Marco geológico	6
4.	Marco teórico	13
4.1.	Mecanismos generadores de magmas.....	13
4.1.1.	Presión (P).....	13
4.1.2.	Temperatura (T).....	14
4.1.3.	Fluidos químicamente activos (X).....	15
4.2.	Generación de magmas en zonas de subducción.....	15
4.3.	Mecanismos que permiten el ascenso y emplazamiento de magmas.....	16
4.3.1.	Diapirismo.....	16
4.3.2.	Propagación por fracturas.....	18
4.4.	Geometría de los cuerpos ígneos.....	18
4.4.1.	Diques y Silos.....	19
4.4.2.	Plutones.....	20
4.5.	Evolución y cristalización de los magmas.....	22
4.5.1.	Tipos de cristalización.....	23
4.5.2.	Mezcla de magmas.....	24
4.5.3.	Contaminación cortical.....	25
4.6.	Principales características químicas de los magmas en Zonas de Subducción.....	26
4.6.1.	Corteza Oceánica - Corteza Oceánica.....	27
4.6.2.	Corteza Oceánica - Corteza Continental.....	29
4.7.	Litogeoquímica.....	31
5.	Metodología	34
5.1.	Fase preliminar:	34
5.2.	Fase de campo:.....	35
5.3.	Análisis petrográfico:.....	35
5.4.	Geoquímica/Litogeoquímica:	36
6.	Resultados	39
6.1.	Descripción litológica a partir de fotos de núcleos de perforación:.....	39
6.2.	Fase de campo:.....	45
6.2.1.	Muestras de mano:	45
6.3.	Análisis microscópico.....	51
Tonalita de Buriticá:	52	
Diques	61	
Complejo Intrusivo Buriticá (CIB).....	76	
6.3.	Litogeoquímica:	85
7.	Discusión y análisis de resultados.....	103
Origen y características del magma.....	109	
Tonalita de Buriticá.....	109	
Diques máficos.....	112	

Complejo Intrusivo Buriticá (CIB)	113X
Alteración hidrotermal	116
Modelo de emplazamiento y evolución de los cuerpos en un contexto tectónico	124
8. Conclusiones	126
9. Lista de referencias	128
10. Apéndices	136

Lista de tablas

xi

Tabla 1. Pozos observados y su profundidad.	39
Tabla 2. Relación de pozos y muestras seleccionadas para análisis químicos de roca total y petrografía.	45
Tabla 3. Relación de puntos contados, litología y observaciones por sección delgada.	51
Tabla 4. Porcentaje modal de los minerales de la tonalita.	52
Tabla 5. Porcentaje modal de los minerales del autolito.	58
Tabla 6. Porcentaje modal de los minerales de los microgabros.	61
Tabla 7. Porcentaje modal de los minerales de los microcuarzogabros.	67
Tabla 8. Porcentaje modal de los minerales de los basaltos porfiríticos.	72
Tabla 9. Porcentaje modal de los minerales de la diorita.	77
Tabla 10. Porcentaje modal de los minerales de las andesitas.	82
Tabla 11. Listado de muestras con análisis químicos.	86
Tabla 12. Datos geoquímicos de roca total y elementos traza para las 6 muestras recolectadas.	87

Lista de figuras

xii

Figura 1. Mapas de terrenos y principales fallas de Colombia. Tomado de Toussaint & Restrepo, 2020.....	2
Figura 2. Modelo evolutivo de la placa del Caribe durante el cretácico. Adaptado de (Weber <i>et al.</i> , 2015).....	4
Figura 3. Modelo evolutivo de la Placa de Caribe (PLOCO).....	8
Figura 4. Mapa geológico de Buriticá y alrededores, escala 1:150.000. Adaptado del Mapa Geológico de Colombia, escala 1:1'000.000 del Servicio Geológico Colombiano (Gómez-Tapias <i>et al.</i> , 2015).....	12
Figura 5. Esquema de variaciones del <i>solidus</i> en función de la temperatura (T), presión (P) y volátiles (X). Tomado de Best (2003).....	13
Figura 6. Esquema de fusión por descompresión. Tomado de Best (2003).	14
Figura 7. Esquema del ascenso de los diapiros. Adaptado de Best (2003).....	17
Figura 8. Modelo esquemático de la propagación del magma por fracturas. Adaptado de Schofield <i>et al.</i> (2021).....	18
Figura 9. Esquema de diques y silos intruyendo rocas sedimentarias. Modificado de Schofield <i>et al.</i> (2021).....	19
Figura 10. Esquemas sobre cómo se resuelve el problema de espacio en intrusiones tabulares. Tomado de Cruden (2006).....	21
Figura 11. Corte esquemático de una cámara magmática de un rift oceánico siendo reabastecida por un magma primitivo del manto. Adaptado de Best (2003).....	25
Figura 12. Diagramas Alcalis vs Sílice, AFM y FeO/MgO vs Sílice evidenciando los comportamientos químicos de 30 arcos volcánicos oceánicos y continentales. Tomado de Winter (2014), datos de Plank & Langmuir (1988).....	26
Figura 13. Diagramas multielementales normalizados a MORB para basaltos de arcos de islas oceánicas toleíticos y calcoalcalinos altos en K. Tomado de Wilson (2007), datos de Pearce (1983).....	27
Figura 14. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) de arcos de islas normalizadas a condrito. Tomado de Wilson (2007).....	29
Figura 15. Diagramas multielementales normalizados a MORB para las rocas volcánicas de los Andes. Tomado de Winter (2014).	30
Figura 16. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) del arco continental de los Andes normalizados a condrito. Tomado de Winter (2014).....	31
Figura 17. A: Contacto intrusivo planar entre tonalita y diorita. Pozo GBUS008D01, 141,35 m de profundidad. B: Brecha hidrotermal con matriz mineralizada de pirita, Pozo BUSY392, 791 m de profundidad C: Brecha intrusiva con clastos de la tonalita, en un matriz de composición andesítica. Pozo BUSY395, 428 m de profundidad D: Contacto transicional entre una brecha y una diorita. Pozo BUSY395, 829,9 m de profundidad. E: Contactos intrusivos entre microgabro, tonalita y basalto. Pozo BUSY401, 376 m de profundidad. F: Contacto intrusivo entre microgabro y basalto de textura porfirítica. Poso BUSY 401, 222,6 m de profundidad. G: Contacto intrusivo entre tonalita y microgabro. Pozo BUSY401, 251,2 m de profundidad. H: Contactos intrusivos entre microgabro y tonalita. Pozo BUSY401, 395,7 m de profundidad. I: Diques intrusivos del microgabro en la tonalita. Pozo BUSY401, 422 m de profundidad.	41

Figura 18. A: Contacto intrusivo entre tonalita y microgabro. Pozo GBUS003, 491,7 m de profundidad. B: Contacto intrusivo entre basalto y tonalita. Pozo GBUS 003, 653,5 m de profundidad. C: Contacto intrusivo entre tonalita y basalto. Pozo GBUS003, 334,38 m de profundidad. D: Contacto intrusivo planar entre tonalita y microgabro afectado por brecha intrusiva. Pozo BUSY401, 362 m de profundidad.	xiii 42
Figura 19. Columna estratigráfica del pozo BUSY401.	43
Figura 20. Columna estratigráfica del pozo GBUS008D01.	44
Figura 21. Muestras de mano de las tonalitas.	46
Figura 22. Muestras de mano de los microgabros.	47
Figura 23. Muestras de mano de los microcuarzogabros.	48
Figura 24. Muestras de mano de los basaltos de textura porfirítica.	49
Figura 25. Muestras de mano de las dioritas.	50
Figura 26. Muestras de mano de las andesitas.	51
Figura 27. Triangulo QAP de clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1976) para las muestras 008-02, 008-03, 401-02 y 401-03.	55
Figura 28. Fotomicrografías de las muestras 008-02 y 401-02.	56
Figura 29. Fotomicrografías de las muestras 008-02, 008-03 y 401-03.	57
Figura 30. Triangulo QAP de clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1976) para el autolito de la muestra 008-03.	60
Figura 31. Fotomicrografías del autolito de la muestra 008-03.	60
Figura 32. Triangulo de clasificación de rocas gabróicas de Streckeisen (1976) para la muestra 401-05.	64
Figura 33. Fotomicrografías de la muestra 008-06.	65
Figura 34. Fotomicrografías de las muestras 401-01 y 401-05.	66
Figura 35. Triangulo QAP de clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1976) para las muestras 008-01 y 401-04.	70
Figura 36. Fotomicrografías de las muestras 008-01 y 401-04.	71
Figura 37. Triangulo QAP de clasificación de rocas volcánicas de Streckeisen (1976) para las muestras 008-04 y 401-06.	74
Figura 38. Fotomicrografías de la muestra 008-04.	75
Figura 39. Fotomicrografías de la muestra 401-06.	76
Figura 40. Triangulo QAP de clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1976) para la muestra 008-07.	79
Figura 41. Fotomicrografías de las muestras 008-07 y 008-05.	81
Figura 42. Triangulo QAP de clasificación de rocas volcánicas de Streckeisen (1976) para las muestras 401-07 y 401-08.	84
Figura 43. Fotomicrografías de las muestras 401-07 y 401-08.	85
Figura 44. A: Diagrama TAS de rocas plutónicas de Middlemost (1994) de las seis muestras. B: Diagrama de clasificación de Pearce (1996) de las seis muestras. C: Diagrama de clasificación de Pearce (1996) de los 3457 datos monolitológicos.	89
Figura 45. Diagramas de Sc vs TiO ₂ , Nb, Th, P, V y Zr de los 3457 datos monolitológicos.	91
Figura 46. Diagramas de TiO ₂ vs Sc, Nb, P, Th, V y Zr de los 3457 datos monolitológicos.	92
Figura 47. Diagramas Harker vs SiO ₂ de las seis muestras y los datos de Lesage (2011), Weber <i>et al.</i> (2015) y Rodríguez-García & Arango-Mejía (2013a).	94
Figura 48. Diagramas Harker vs MgO de los 3457 datos monolitológicos.	95

Figura 49. A: Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de las seis muestras. B: Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de los 3457 datos.	xiv 96
Figura 50. Diagramas de las seis muestras. A: Diagrama de REE normalizado a condrito, de Nakamura (1974). B: Diagrama multielemental normalizado a MORB, de Parce (1983)...	98
Figura 51. A: Gráfico de Sr/Y vs Y de Defant & Drummond (1990) de las seis muestras. B: Gráfico de Sr/Y vs Y de Defant & Drummond (1990) de los 3457 datos.....	100
Figura 52. A: Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) de las seis muestras. B: Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) de los 3457 datos monolitológicos. C: Diagrama de discriminación tectónica de Pearce (2008) de las seis muestras.	102
Figura 53. A: Diagrama de Hf vs Zr de las seis muestras. B: Diagrama de Hf vs Zr de los 3457 datos monolitológicos.	107
Figura 54. A: Gráfico de La vs Ce de las seis muestras. B: Gráfico de La vs Ce de los 3457 datos monolitológicos.	108
Figura 55. A: Diagrama de SiO ₂ vs MgO/Al ₂ O ₃ de Yang <i>et al.</i> , (2015) para las muestras de la Tonalita de Buriticá. B: Diagrama de MgO vs Fe ₂ O ₃ de Yang <i>et al.</i> , (2015) para las muestras de la Tonalita de Buriticá. C: Diagrama de Sc vs V/Sc de Halley (2020) para las 3457 muestras monolitológicas. D: Diagrama de Yb vs La/Yb de Martin (1999) para las muestras de la Tonalita de Buriticá.....	110
Figura 56. Microfotografías de la muestra 008-02, NX, 4x.	111
Figura 57. A: Diagrama de SiO ₂ vs MgO/Al ₂ O ₃ de Yang <i>et al.</i> , (2015) para las muestras de los diques máficos. B: Diagrama de MgO vs Fe ₂ O ₃ de Yang <i>et al.</i> , (2015) para las muestras de los diques máficos. C: Diagrama de Sc vs V/Sc de Halley (2020) para las 3457 muestras monolitológicas. D: Diagrama de Yb vs La/Yb de Martin (1999) para las muestras de los diques máficos.	113
Figura 58. A: Diagrama de SiO ₂ vs MgO/Al ₂ O ₃ de Yang <i>et al.</i> , (2015) para las muestras de la Andesita de Buriticá. B: Diagrama de MgO vs Fe ₂ O ₃ de Yang <i>et al.</i> , (2015) para las muestras de la Andesita de Buriticá. C: Diagrama de Sc vs V/Sc de Halley (2020) para las 3457 muestras monolitológicas. D: Diagrama de Yb vs La/Yb de Martin (1999) para las muestras Complejo Intrusivo Buriticá.	115
Figura 59. Mapa esquemático de alteraciones con base en las descripciones petrográficas y en la composición química.	117
Figura 60. Diagrama K/Al vs Na/Al (molar). A: Muestras monolitológicas (3457). B: Todos los datos.	119
Figura 61. A: Diagrama ternario de Al-K-Mg de todos los datos. B: Diagrama ternario de Ca - Fe-S de todos los datos. C: Diagrama ternario de Ca-K-Na de todos los datos.	121
Figura 62. Diagrama de Fe vs S de todos los datos.	122
Figura 63. Corte A- A', representando los pozos GBUS008D y GBUS008G01.	123
Figura 64. Corte B - B', representando los pozos BUSY395 y BUSY392.....	123
Figura 65. Modelo de evolución de la Tonalita de Buriticá.	125

1. Introducción

El magmatismo es uno de los principales productos en límites convergentes entre placas, el cual, durante todo el tiempo geológico, ha sido el responsable de la formación de la mayor parte de la corteza continental y de los depósitos minerales de interés económico (Stern, 2015). En los límites convergentes de placa oceánica contra placa continental, donde se generan grandes sistemas orogénicos, la subducción da origen a magmas generalmente enriquecidos en volátiles, lo que genera mayor acumulación de azufre y, por lo tanto, de sulfuros (Sharma *et al.*, 2004). En este contexto, el Orogeno Andino es el sistema orogénico activo de mayor extensión, el cual registra varios ciclos magmáticos a lo largo de todo el orógeno (Ramos, 2009). Durante el Cretácico Tardío, el norte del orógeno se vio afectado por la colisión-acreción de terrenos oceánicos al margen continental, generando magmatismo emplazado en los terrenos oceánicos (Cardona *et al.*, 2020 y referencias citadas en el), entre los que se encuentran los batolitos de Buga y Santa Fé y la Tonalita de Buriticá (Weber *et al.*, 2015).

La Tonalita de Buriticá (*sensu* González & Londoño, 2002a) se localiza en la Cordillera Occidental, en lo que Toussaint & Restrepo (1989) definieron como Terreno Calima (Figura 1). Este terreno se caracteriza principalmente por la presencia de rocas ígneas (Batolito de Buga, Gabro de Altamira, Gabro de Caicedo, Tonalita de Buriticá, Formación Barroso; Toussaint & Restrepo, 2020) y sedimentarias (Formación Penderisco; Pardo-Trujillo *et al.* (2020)) cuya formación es atribuida a ambientes de afinidad oceánica (Case *et al.*, 1971; Irving, 1971; Toussaint & Restrepo, 2020) y relacionada a la evolución

tectónica de la Placa del Caribe (PLOCO) y su interacción con la Placa Suramericana durante el Cretácico (Figura 3).

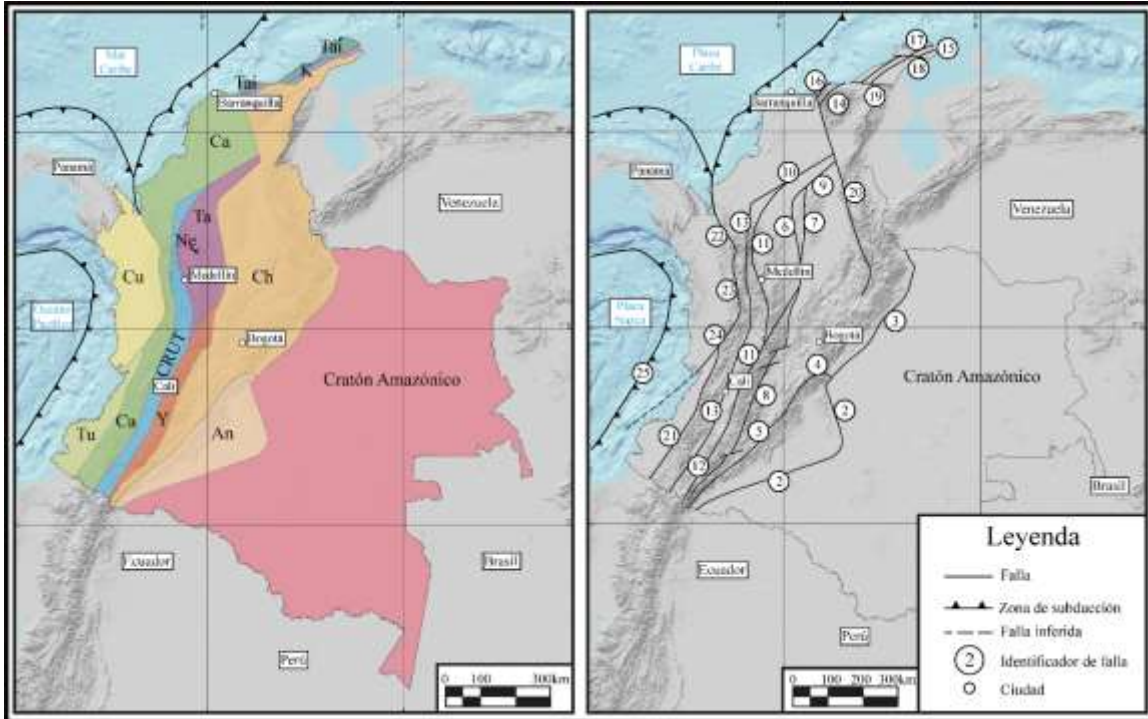


Figura 1. Mapas de terrenos y principales fallas de Colombia. Tomado de Toussaint & Restrepo, 2020. **Abreviaturas de terrenos:** Cu: Cuna, Tu: Tumaco, Ca: Calima, CRUT: Cauca-Romeral Indiferenciado, Tai: Tairona, K: Kogi, Ta: Tahamí, Y: Yalcón, Ch: Chibcha, An: Andaquí, Ne: Nechí. **Fallas y límites de terrenos:** 1: Falla cubierta, 2: Falla cubierta, 3: Falla Guaicáramo, 4: Falla Algeciras, 5: Falla Suaza, 6: Falla Otú, 7: Falla Palestina, 8: Falla sin nombre, 9: Falla sin nombre, 10: Falla San Jorge, 11: Falla San Jerónimo, 12: Falla Silvia-Pijao, 13: Falla Cauca-Almaguer, 14: Sistema de fallas Sevilla, 15: Falla Macuire, 16: Sistema de fallas Guachaca, 17: Falla Simarua-Osorio, 18: Falla Cuisa, 19: Falla Oca, 20: Falla Bucaramanga Santa Marta, 21: Límite sin nombre, 22: Falla Dabeiba-Uramita, 23: Falla Dabeiba, 24: Límite sin nombre, 25: Zona de Subducción.

El plutón de Buriticá corresponde principalmente a cuarzodiorita (sensu Grosse, 1926) y ha sido nombrado como Cuarzodiorita del Oso y Cuarzodiorita de El Plan (Castro & Feininger, 1965), adicionalmente ha sido correlacionado con el Plutón de Sabanalarga (Batolito de Sabanalarga *sensu* González, 2001) como una apófisis de este (Álvarez & González, 1978; Mejía, 1984), también González & Londoño (2002a) proponen el nombre

de Tonalita de Buriticá. Göbel & Stibane (1979) realizaron dataciones del cuerpo de K-Ar en hornblenda arrojando una edad de $91,1 \pm 6,4$ Ma. Posteriormente Nivia (2001) sugirió que el magmatismo que dio origen al plutón está asociado a una margen activa de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO).

De acuerdo con Lesage (2011), la Tonalita de Buriticá está conformada por dos facies principales: una caracterizada por la presencia de hornblenda (facies ácida) y otra caracterizada por la presencia de augita (facies básica). Este autor también sugiere que el magma se generó por la fusión parcial de la Formación Barroso y que la evolución de este fundido se dio principalmente por procesos de cristalización fraccionada, en un ambiente de arco volcánico relacionado con subducción.

Weber *et al.* (2015), con base en el modelo de evolución tectónica de Wright & Wyld (2011), propusieron que los plutones cretácicos, representados por intrusiones félsicas (batolitos de Aruba, Santa Fé y Buga) incluyendo a la Tonalita de Buriticá, se emplazaron hace entre 100 y 90 Ma atrás en la PLOCO (Figura 2), a partir de una ventana astenosférica que otorgó la temperatura suficiente para la generación del fundido inicial a partir de gabros de la PLOCO (Figura 2 A). Estos autores sugieren que la formación de estos cuerpos intrusivos félsicos se dio de manera simultánea con el movimiento de la PLOCO hacia el norte y en concordancia con el comienzo de la subducción con la placa Sur Americana alrededor de los 90 Ma (Figura 2 B). Finalmente, alrededor de los 75 Ma, parte de este arco volcánico colisionó con el continente dejando las unidades de Santa Fé y Buga amalgamadas al continente mientras que la Tonalita de Aruba continúa migrando hacia el norte con el resto de la PLOCO hacia su posición actual (Figura 2 C y D).

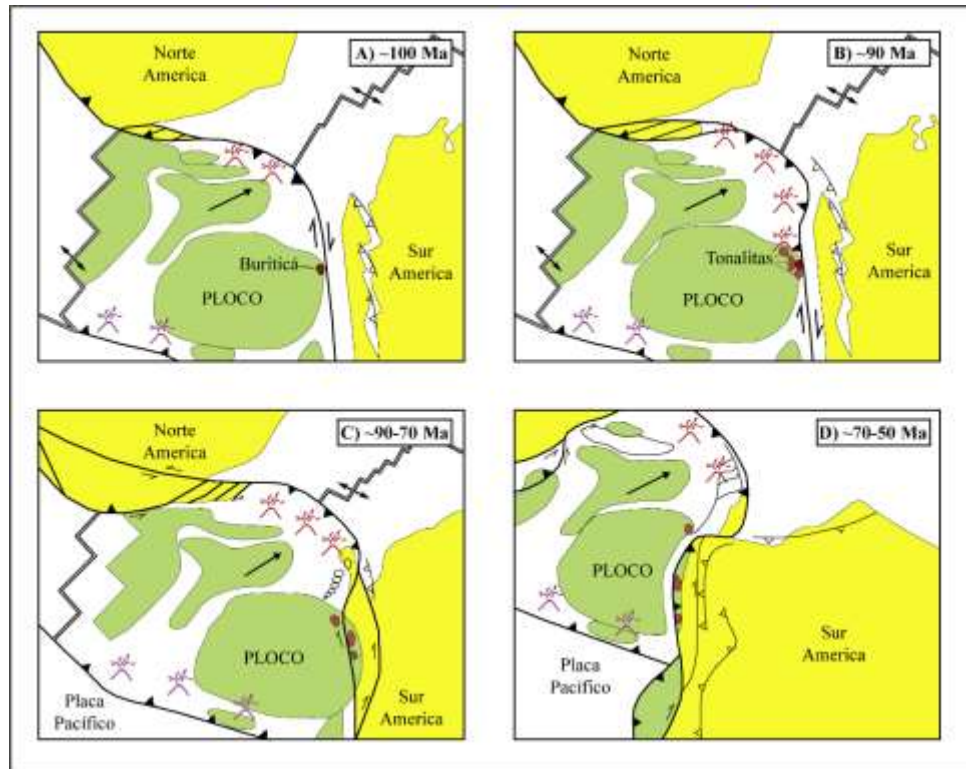


Figura 2. Modelo evolutivo de la placa del Caribe durante el cretácico. Adaptado de (Weber *et al.*, 2015). **A:** Generación del “Gran Arco” al nororiente de la PLOCO, además de la Tonalita de Buriticá en el oriente junto al STEP. **B:** Evolución del STEP a una zona de subducción y generación de otros cuerpos tonalíticos. **C:** Colisión de la PLOCO con el continente acrecionando parte de esta además de la inversión de la subducción. **D:** Continuación de la migración de la PLOCO hacia el norte.

La caracterización que se la ha dado a la Tonalita de Buriticá generalmente se ha enfocado en la parte ácida del cuerpo, sin presentar mayor detalle en estudiar el origen de los diques que la cortan. Generalmente, han sido definidos como una facies máfica del cuerpo (Lesage, 2011; Weber *et al.*, 2015), motivo por el cual, en este trabajo se propone realizar una caracterización petrográfica, geoquímica y un análisis litogeoquímico de la Tonalita de Buriticá y los diques asociados, para proponer un modelo de su evolución magmática apoyado en la propuesta metodológica de Halley (2020).

2. Objetivos

2.1. Objetivo general.

Realizar el análisis petrográfico, geoquímico y litogeoquímico para las rocas de la Tonalita de Buriticá y diques asociados con el fin de identificar los procesos y condiciones que influyeron en su evolución magmática.

2.2. Objetivos específicos

- Realizar descripciones litológicas y petrográficas a partir de núcleos de perforación de la Tonalita de Buriticá.
- Caracterizar geoquímicamente la Tonalita de Buriticá y diques asociados.
- Caracterizar las alteraciones hidrotermales asociadas a la Tonalita de Buriticá y diques asociados.
- Relacionar e interpretar los resultados obtenidos asociándolos a un contexto geológico regional, que además permitan interpretar su origen y evolución del magma.

3. Marco geológico

Los cuerpos intrusivos del este de la Cordillera Occidental Colombiana se encuentran representados por la Tonalita de Buriticá, el Complejo Intrusivo de Buriticá (Andesita de Buriticá *sensu* González & Londoño, 2002b), además del Gabro de Santa Fe de Antioquia, el Gabro de Caicedo y el Gabro de Altamira, que a su vez se encuentran emplazados en las rocas del Terreno Calima (Toussaint & Restrepo, 2020). Las partes del norte y del sur del Terreno Calima están compuestas por basamentos de afinidad oceánica (Case *et al.*, 1971) y se habrían formado en un ambiente de arco de islas durante el Cretácico (Rodríguez *et al.*, 2012; Rodríguez-García & Arango-Mejía, 2013a). Este basamento, inicialmente fue denominado Grupo Cañasgordas, incluye la unidad volcanoclástica de la Formación Barroso y otra unidad sedimentaria marina llamada Formación Penderisco de edad Santoniano-Maastrichtiano (Álvarez, 1971; Álvarez & González, 1978; H. González, 2001; Irving, 1971; Pardo-Trujillo *et al.*, 2020; Restrepo & Toussaint, 1988). Sin embargo, la Formación Barroso fue dividida por Rodríguez-García & Arango-Mejía (2013a) dejando el nombre original para las rocas que representan un ambiente de arco volcánico básico y retomando el nombre de Diabasas de San José de Urama (Mejía & Salazar, 1989) para las rocas que representan la meseta (*plateau*) oceánica.

Respecto a la evolución tectónica de la Placa Caribe (PLOCO) durante el cretácico Wright & Wyld (2011) proponen un modelo, el cual incluye la formación de esta placa aproximadamente 112 Ma al noroccidente del continente Sur Americano. Posteriormente y cerca a los 100 Ma, hacia la parte norte de esta placa operaba una zona de subducción con un “gran arco” volcánico, con buzamiento al suroccidente. Wright & Wyld (2011)

mencionan también que el denominado “gran arco”, en realidad son tres arcos formados en eventos diferentes, generados por el movimiento de la placa durante el cretácico y definidos como: el arco de las Antillas Mayores (GA), el arco Ecuatoriano-Colombiano-Antillas de Sotavento (ECLA) y el arco magmático postcolisional (PCA). El arco de las Antillas Mayores (GA) localizado hacia el borde más nororiental de la placa, termina en su borde más oriental con un STEP (*Subduction Termination Edge Propagator* (Govers & Wortel, 2005)) (Figura 3 A), el cual es generado por un *slab rollback* de la placa (Govers & Wortel, 2005). Alrededor de los 85 Ma el STEP, evoluciona en una zona de subducción con buzamiento hacia el occidente, generando el arco Ecuatoriano-Colombiano-Antillas de Sotavento (ECLA) (Figura 3 B) sobre el basamento de la PLOCO. Cerca a los 75 Ma la PLOCO colisiona oblicuamente con el continente Sur Americano (Cardona *et al.*, 2009) (Figura 3 C), esta colisión provoca que la PLOCO subduzca la placa Sur Americana, ocasionando la inversión en la polaridad de la subducción, cambiando la dirección de buzamiento hacia el oriente y en consecuencia la desaparición del magmatismo de la PLOCO (Cardona *et al.*, 2009). Finalmente, durante el Cretácico y el inicio del Paleógeno, el cambio en la dirección de la subducción generó un arco magmático postcolisional (PCA), el cual amalgamaría una porción de la PLOCO en el continente mientras el resto de la placa avanzaba hacia el norte a su posición actual (Wright & Wyld, 2011) (Figura 3 D).

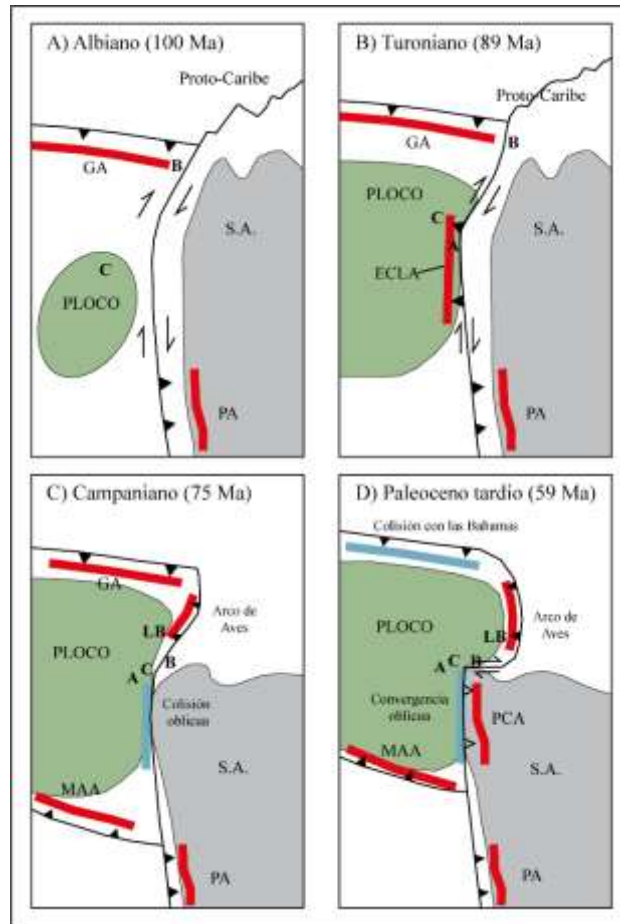


Figura 3. Modelo evolutivo de la Placa de Caribe (PLOCO). **A:** Estado de la PLOCO para el Albiano con la formación del arco de las Antillas Mayores hacia el norte, con un límite transformante hacia el este. **B:** Inicio de la subducción hacia el este de la PLOCO durante el turoniano, generando el arco ECLA. **C:** Migración de la PLOCO hacia el norte generando una colisión oblicua con el continente Sur Americano durante el campaniano. **D:** Generación del arco postcolisional durante el paleoceno tardío a causa de la inversión tectónica causada durante la colisión y migración de la CCOP hacia el norte. Abreviaciones: **A** Aruba; **B** Bonaire; **C** Curaçao; **PLOCO** Plateau Oceánico Colombo-Caribeño; **ECLA** Arco Colombo-Ecuatoriano de las Antillas de Sotavento; **GA** Arco de las Antillas Mayores; **LB** La Blanquilla; **MAA** Arco de América Central, Panamá y Costa Rica; **PA** Arco peruano; **PCA** Arco postcolisional; **S.A.** Sur América. Los colores referencian: verde PLOCO; rojo Arco activo; azul—arco colisionado. Adaptado de (Wright & Wyld, 2011).

La Tonalita de Buriticá, descrita por González & Londoño (2002a), presenta una composición principalmente de tonalita con variaciones a dioritas, microdioritas, gabros y

microgabros hacia el borde del cuerpo. El cuerpo presenta una textura general holocristalina, fanerítica, de grano medio, equigranular con variaciones de color de gris a gris verdoso y donde los minerales esenciales están representados por: plagioclasa, cuarzo, hornblenda y ocasionalmente biotita (González & Londoño, 1998; Correa *et al.*, 2018). Göbel & Stibane (1979), reportaron para al Tonalita de Buriticá una edad de $91,1 \pm 6,4$ Ma (K-Ar en hornblenda), posteriormente, Weber *et al.* (2015) y Correa *et al.* (2018) obtuvieron edades U-Pb en circón de $100,9 \pm 0,85$ Ma y de $92,3 \pm 1,8$ Ma respectivamente, interpretadas como la edad de cristalización. Este cuerpo se presenta con forma elongada en dirección N-S, con un área aproximada de $9,5 \text{ km}^2$ (Figura 4) (Correa *et al.*, 2018) y es asociado por su posición geográfica y similitudes petrográficas, geoquímicas y geocronológicas al Gabro de Santa Fe de Antioquia (Álvarez & González, 1978; Mejía, 1984; González, 2001; González & Londoño, 2002a; Nivia & Gómez, 2005; Rodríguez *et al.*, 2012; Weber *et al.*, 2015; Correa *et al.*, 2018). Las edades reportadas para este cuerpo (Gabro de Santa Fe) oscilan entre el Barremiano y el Turoniano. González *et al.* (1978) reportó una edad de K-Ar en biotita de $97,7 \pm 10$ Ma, por otra parte González & Londoño (1998) asignaron una edad K-Ar en hornblenda de $98,2 \pm 3,5$ Ma y Rodríguez *et al.* (2012) asignaron una edad Ar-Ar en hornblenda de $123,8 \pm 3,9$ Ma, interpretado como una posible edad de la facies máfica del cuerpo. Finalmente, Weber *et al.* (2011) reportaron una edad Sm-Nd de $98 \pm 9,1$ Ma, con un enfriamiento a partir de los 92 Ma con base en $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, y Vinasco *et al.* (2001) asignó edades de 92 ± 2 y $89,9 \pm 0,8$ por el método Ar-Ar en hornblenda.

Al oeste, la Tonalita de Buriticá está emplazada en las Diabasas de San José de Urama con una edad reportada de $155,1 \pm 11,2$ Ma con el método Ar/Ar en roca total (Rodríguez & Arango, 2013a). Las diabasas de San José de Urama corresponden a basaltos almohadillados y diabasas, asociados a una fuente mantélica tipo T-MORB (Rodríguez & Arango, 2013a). Hacia el este la Tonalita, está emplazada en rocas de la Formación Barroso, siendo este contacto enmascarado por los efectos dinámicos de la falla Tonusco (Álvarez & González, 1978; Mejía, 1984). De acuerdo con Rodríguez & Arango (2013a), la Formación Barroso está conformada hacia la base por basaltos y andesitas con intercalaciones de tobas, aglomerados y tufas, y hacia el tope suprayacen discordantemente paquetes sedimentarios de chert, lodolitas, limolitas y grauwas. Estos autores sugieren que la Formación Barroso se formó en un ambiente marino, asociado a un arco volcánico en una zona de subducción. Para la parte volcánica se han reportado edades entre 105 ± 10 con K-Ar en roca total (Toussaint & Restrepo, 1976), $84,2 \pm 1,9$ Ma con $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ en roca total (Geoestudios, 2005) y para las rocas sedimentarias a partir de estudios bioestratigráficos se han hallado edades desde el Aptiano hasta el Maastrichiano (Castro & Feininger, 1965; Etayo *et al.*, 1980; Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003). Finalmente, hacia el este la Tonalita de Buriticá en conjunto con las unidades descritas en el área, son intruidas por el Complejo Intrusivo de Buriticá, definida como un pórfido de composición andesítica, diorítica y monzodiorítica (Álvarez & González, 1978; González & Londoño, 2002b; Jones *et al.*, 2019) Haga clic o pulse aquí para escribir texto. con una edad de $7,41 \pm 0,4$ Ma (Ar/Ar en hornblenda), entendida como una edad de enfriamiento (Lesage, 2011),

la cual es responsable de una intensa alteración hidrotermal que presenta el plutón, acompañada de piritización (González & Londoño, 2002a y b; Lesage, 2011).

El dominio estructural de la zona está relacionado con las fallas Cauca, Sabanalarga, Tonusco, Guasabra-Mistrató y Puná (Figura 4). La Falla Cauca ubicada al oeste del río Cauca, es la falla más occidental del sistema de fallas Cauca-Romeral, y presenta una tendencia N-S y un movimiento sinistral con componente inverso (Grosse, 1926; Woodward-Clyde Consultants (1979) en Mejía, 1984); sin embargo, Correa *et al.* (2018) describen un componente normal. La Falla de Sabanalarga es interpretada como la continuación hacia el norte del sistema de fallas Cauca-Romeral, las cuales se unen a partir del municipio de Liborina (Álvarez & González, 1978), con una tendencia N-S y un movimiento de rumbo dextral con componente inverso (Correa *et al.*, 2018). La Falla Tonusco, ubicada al oeste del río Cauca presenta una tendencia N-S (Álvarez & González, 1978), con un movimiento de rumbo dextral para Álvarez & González (1978) y sinistral para Mejía (1984) y Correa *et al.* (2018). La Falla Guasabra-Mistrató, ubicada al oeste de la falla Tonusco presenta una tendencia N-S y un movimiento sinistral (Álvarez & González, 1978; Mejía, 1984; Correa *et al.*, 2018). Finalmente la Falla Puná limitada entre la falla Guasabra-Mistrató y la falla Tonusco, es descrita por varios autores (Álvarez & González, 1978; Mejía, 1984) como una desviación hacia el NW de la falla Tonusco; por otra parte, Correa *et al.* (2018) la describen como una falla independiente, con rumbo NW paralelo a la quebrada Puná y un movimiento inverso (Correa *et al.*, 2018).

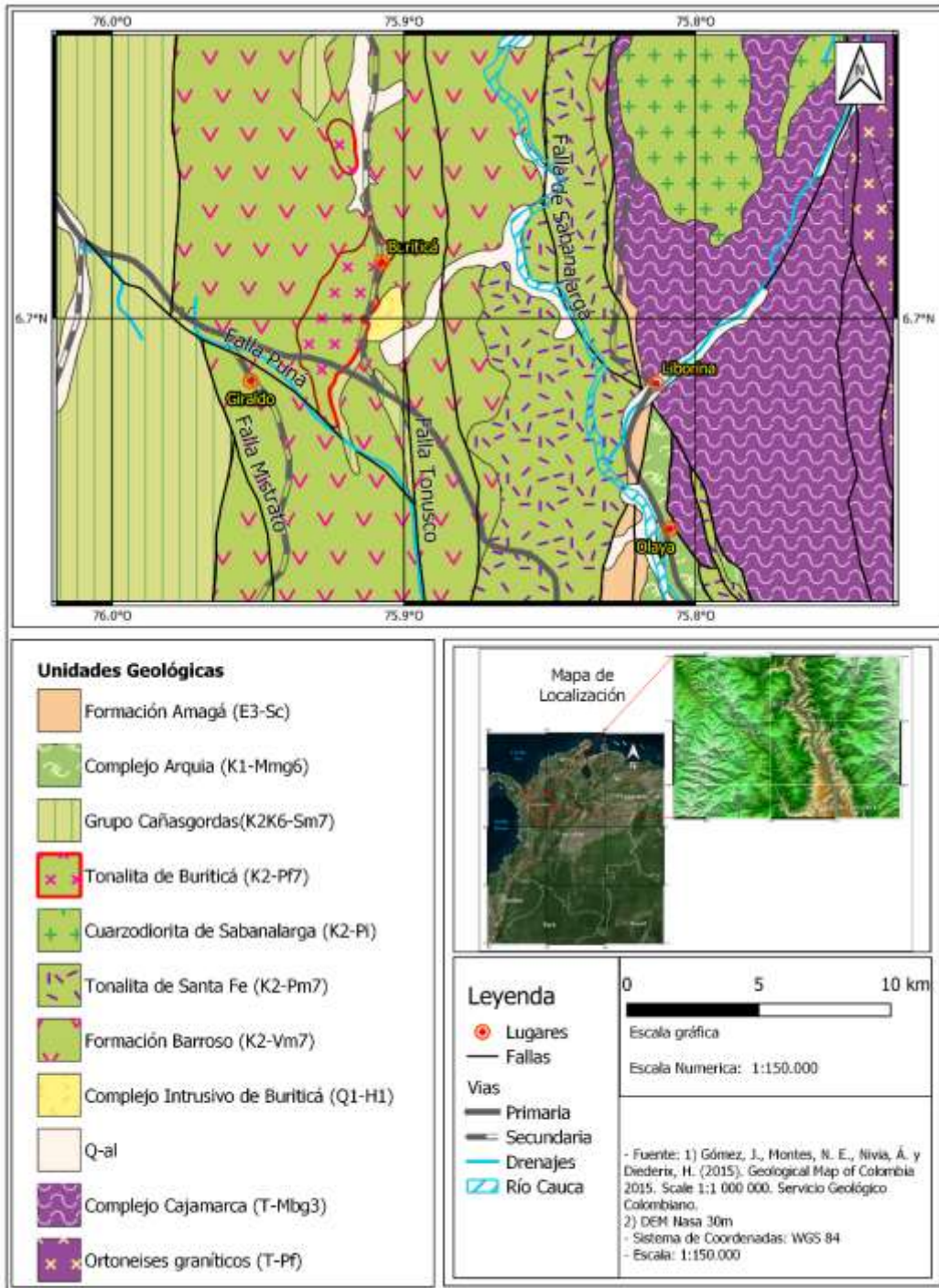


Figura 4. Mapa geológico de Buriticá y alrededores, escala 1:150.000. Adaptado del Mapa Geológico de Colombia, escala 1:1'000.000 del Servicio Geológico Colombiano (Gómez-Tapias *et al.*, 2015).

4. Marco teórico

4.1. Mecanismos generadores de magmas.

La formación de toda roca ígnea comienza con la generación de un magma, el cual es una mezcla multifase de alta temperatura compuesta por materiales que constan de minerales sólidos (generalmente silicatos) y burbujas de gas suspendidas en una matriz de fundido silícico, producto de la fusión parcial al interior de la tierra (Petford, 2003; Spera, 2000). Esta se puede dar por tres diferentes causas: disminución de presión, aumento de temperatura y adición de fluidos químicamente activos (Best, 2003).

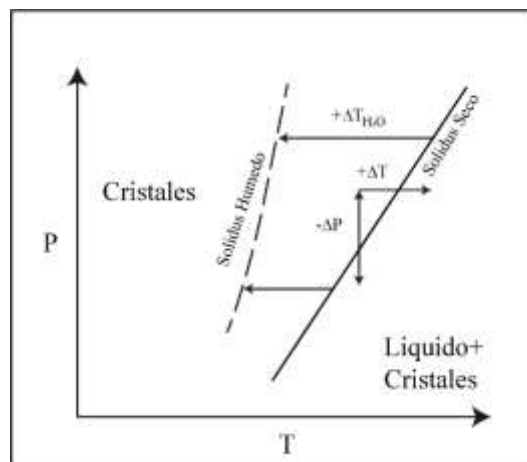


Figura 5. Esquema de variaciones del *solidus* en función de la temperatura (T), presión (P) y volátiles (X). Tomado de Best (2003).

4.1.1. Presión (P).

Debido al comportamiento de pendiente positiva que tienen los sistemas de silicatos en la línea de *solidus* anhidro de la gráfica P-T (Figura 5), en la cual a mayor presión se requiere de mayor temperatura para fundir los minerales, sucede que al disminuir la presión a la que es sometida una roca que tiene una temperatura cercana al *solidus* y manteniendo esta temperatura, esta puede llegar a generar fundido (Figura 6). Este mecanismo es uno

de los principales generadores de magma basáltico en las dorsales oceánicas y plumas mantélicas (Best, 2003; Jeanloz, 2000).

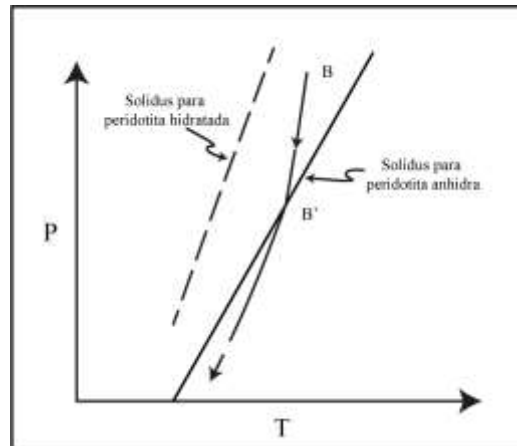


Figura 6. Esquema de fusión por descompresión. Tomado de Best (2003).

4.1.2. Temperatura (T).

Existen varios mecanismos por los cuales se aumenta la temperatura de las rocas, uno de estos es la transferencia de calor ocasionada por el movimiento de grandes cuerpos de roca o magma, como por ejemplo en las zonas de subducción donde la litósfera oceánica absorbe el calor del manto más caliente o el de la corteza continental profunda (Best, 2003). El trabajo mecánico de cizalla también puede aportar al aumento de temperatura, pero a una tasa tan baja que no se le considera la principal fuente de calor (Best, 2003). El decaimiento radioactivo, principalmente del U, Th y K, al interior del manto y la corteza también genera aumentos de temperatura, pero la tasa de producción de calor de estos elementos sigue siendo muy bajo como para generar fundido por sí mismo; además, en caso de generarse, este se llevaría gran parte de los elementos radioactivos dándose así un empobrecimiento en la roca y cesando la generación de calor una vez el fundido migre

(Best, 2003). El engrosamiento tectónico de cortezas con 50 km de espesor o más juega un papel importante debido que la producción de calor por decaimiento radioactivo se incrementa, además del efecto aislante que genera la corteza con el calor proveniente del manto, por lo que su base puede llegar a alcanzar temperaturas de 1000°C (Best, 2003).

4.1.3. Fluidos químicamente activos (X).

La adición de agua o volátiles en las rocas genera una disminución drástica del *solidus* (Figura 5 y Figura 6), lo que resulta en una fusión de la roca que en condiciones anhidras no se daría. Este mecanismo es uno de los principales en zonas de subducción en el que la placa que subduce le aporta los volátiles acumulados en los poros de los sedimentos y en las fases minerales hidratadas a la cuña del manto caliente (Asimow, 2000; Best, 2003; Tarney & Jones, 1994).

4.2. Generación de magmas en zonas de subducción.

En los arcos magmáticos, ya sean oceánicos o continentales, la generación de magma generalmente comienza con el aporte de fluidos proveniente de la deshidratación de placa que subduce, promoviendo así la hidratación y metasomatismo de la cuña del manto y su posterior fusión parcial (Tarney & Jones, 1994). Esta fusión también se puede dar por una descompresión del manto al ascender (Elkins-Tanton *et al.*, 2001) o bajo algunas condiciones específicas de presión, temperatura, tiempo y composición que permitan la fusión parcial de la placa que subduce (Best, 2003). La deshidratación de la placa subduciente ocurre a partir de los 50 km hasta los 250 km de profundidad (Schmidt & Poli,

1998; Kawakatsu & Watada, 2007), estos fluidos ascienden a través del manto provocando una fusión parcial que genera fundidos hidratados que tienen alta flotabilidad y tienden a seguir ascendiendo en el manto más caliente. Bajo estas condiciones de alta temperatura y profundidades más someras el fundido no está en equilibrio y reacciona con la fracción sólida de la cuña del manto, generando así más fundido y diluyendo la concentración de H₂O (Best, 2003). Este proceso continuo hasta llegar al punto más caliente de la cuña del manto donde la mayor cantidad de fundido se genera; a partir de ese punto los fundidos hidratados que siguen en ascenso entran en contacto con la porción más somera y fría de la cuña por lo que estos comienzan a enfriarse y a cristalizar (Grove, 2000). Cross & Pilger (1982) proponen que las zonas de subducción ya sean arcos de islas o arcos continentales, en los que hay bajos ángulos de la placa que subduce, el magmatismo está diezmado y bastante lejos de la trinchera o directamente no hay magmatismo.

4.3. Mecanismos que permiten el ascenso y emplazamiento de magmas.

Una vez el magma es generado en cualquier ambiente tectónico, este migra hacia arriba hasta su lugar final de emplazamiento o directamente a superficie en algunos casos. Existen principalmente dos modelos que explican el ascenso del magma: diapirismo y propagación por fracturas (Best, 2003; Clemens & Mawer B, 1992; Vigneresse & Clemens, 2000).

4.3.1. Diapirismo.

Este modelo consta básicamente de grandes cantidades de magma con forma de una gota invertida que, a causa de su contraste de densidad con el manto o corteza dúctil y

altamente viscosa, empieza a ascender deformando elásticamente la roca caja que lo contiene (Figura 7) (Best, 2003; Cruden, 1988). Este modelo presenta algunas limitaciones, por ejemplo, solo explica el ascenso de magma en el manto y la parte inferior y dúctil de la corteza, debido a que en el límite dúctil-frágil de la corteza el modelo deja de funcionar, ya que el magma no tiene la capacidad para seguir deformando la roca rígida en su ascenso (Clemens & Mawer B, 1992; Vigneresse & Clemens, 2000).



Figura 7. Esquema del ascenso de los diapiros. Adaptado de Best (2003).

4.3.2. Propagación por fracturas.

En este modelo, el magma asciende principalmente por la deformación generada por el campo de esfuerzos regional y el contraste de densidad con la roca caja (Vigneresse & Clemens, 2000). Cuando el magma trata de ascender, por su diferencia de densidad, genera un estrés en la roca caja que finalmente termina fracturándola, esta fractura es rápidamente rellenada por el magma (Best, 2003) y propagada debido a la poca resistencia de las rocas a los esfuerzos de tensión (Figura 8) (Gretener, 1969), también puede tomar fracturas preexistentes y seguir propagándolas.

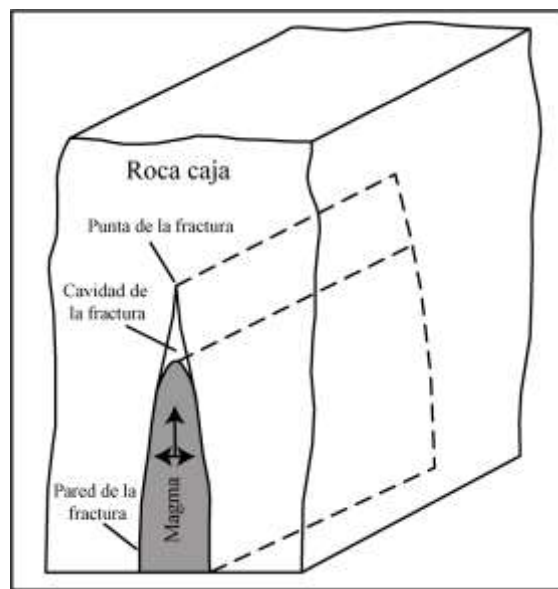


Figura 8. Modelo esquemático de la propagación del magma por fracturas. Adaptado de Schofield *et al.* (2021).

4.4. Geometría de los cuerpos ígneos.

Una vez emplazados los cuerpos ígneos tienen principalmente dos geometrías, de plutones, que también incluyen los lacolitos y lopolitos, y de intrusiones tabulares como diques o silos (Schofield *et al.*, 2021).

4.1. Diques y Silos.

Tanto los silos como los diques son intrusiones tabulares o laminares con relaciones donde la longitud y la altitud tienen mucha mayor magnitud que el espesor. Los diques generalmente son subverticales y cortan la estratificación o foliación de la roca caja, por otro lado los silos son intrusiones generalmente horizontales que van en concordancia con la estratificación o foliación de la roca caja (Figura 9) (Schofield *et al.*, 2021) y pueden ser individuales o en enjambres con orientaciones paralelas, lineales o radiales (Ernst *et al.*, 1995). Generalmente los diques se emplazan por medio de la propagación de fracturas, lo que da como resultado un contacto neto entre el dique y la roca caja, aunque este es el mecanismo dominante de emplazamiento puede ocurrir un emplazamiento dúctil cuando el magma entra en contacto con materiales poco litificados o no consolidados y fácilmente deformables (Schofield *et al.*, 2021).

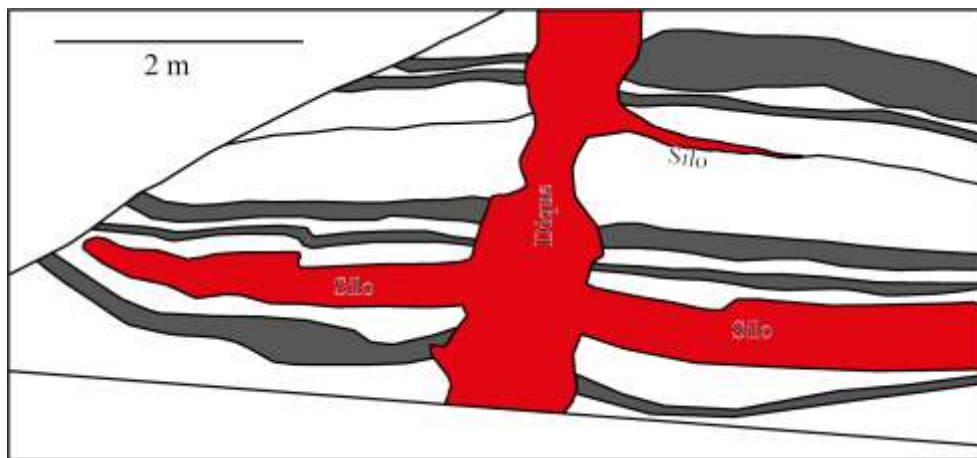


Figura 9. Esquema de diques y silos intruyendo rocas sedimentarias. Modificado de Schofield *et al.* (2021).

4.4.2 Plutones.

Schofield *et al.* (2021) aplica el término de plutón para cualquier cuerpo ígneo cristalizado y emplazado bajo la superficie terrestre, diferenciándose de los diques y silos por tener mayor tamaño, formas más equidimensionales y con mayor esfericidad. En esta categoría entran los lacolitos y lopolitos, los cuales Cruden *et al.* (2018) denominan como plutones tabulares, ya que, estos interactúan con la superficie terrestre, deformándola a medida que se genera el espacio de emplazamiento (Figura 10), tal como lo hacen los plutones. Los lacolitos son definidos como una intrusión con una base plana o con tendencias planares y un techo convexo, por otra parte, los lopolitos son un techo plano con una base convexa (Figura 10) (Corry, 1988). Los lacolitos tienden a ser de composiciones más ácidas, con levantamiento del techo para generar el espacio de emplazamiento, por el contrario los lopolitos se asocian más a composiciones máficas y a subsidencia de la base para la generación del espacio de emplazamiento (Cruden, 1998; Schofield *et al.*, 2021).

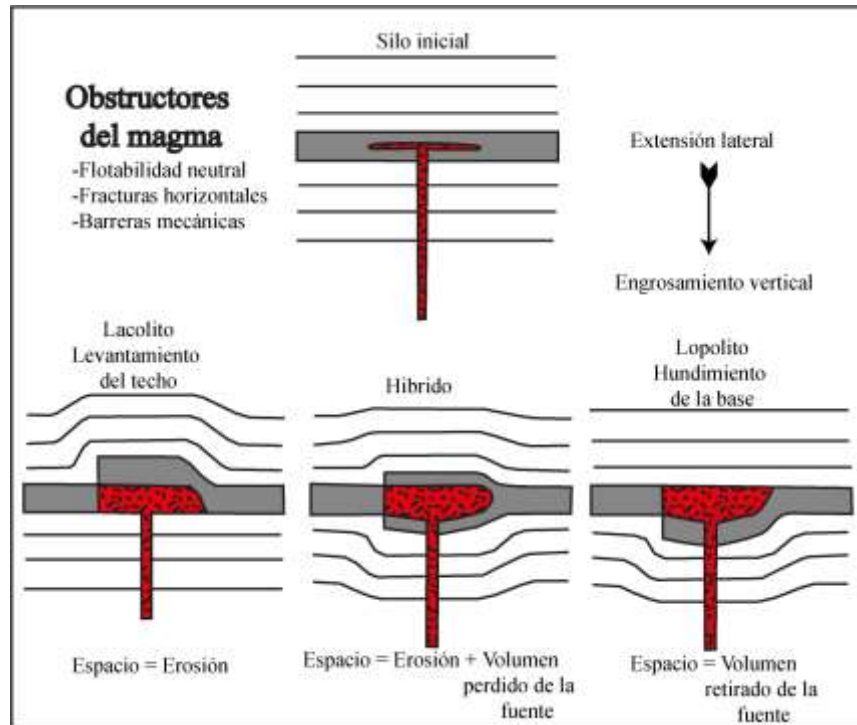


Figura 10. Esquemas sobre cómo se resuelve el problema de espacio en intrusiones tabulares. Tomado de Cruden (2006).

A partir de estudios geofísicos y trabajo de campo Améglio *et al.* (1997), Mccaffrey & Petford (1997) y Vigneresse *et al.* (1999) sugieren dos geometrías de los plutones durante su emplazamiento, la cual se puede calcular con la fórmula empírica $L = kTa$ (donde “L” es la longitud horizontal del plutón, “k” es constante, “T” es el espesor del plutón y “a” es la pendiente de una línea de regresión en una gráfica log-log, cuyo valor es 0.6 ± 0.1 para plutones y 0.88 ± 0.1 para lacolitos). Una de estas geometrías da los plutones de forma plana ($L/T > 5$) los cuales tienen un espesor de 2 – 3 km y se expanden lateralmente en las dos direcciones horizontales (N – S y W – E), exhibiendo pisos subhorizontales con varios cuerpos moderadamente inclinados interpretados como conductos alimentadores. Otra geometría es la de los plutones con forma de cuña ($L/T < 5$), los cuales tienen mayor espesor

que los otros (10 km aproximadamente) y presentan una geometría elongada en planta y un perfil en v asimétrico debido a que sus paredes se van verticalizando a medida que profundizan. Según Vigneresse *et al.* (1999) estas formas son controladas por el campo de esfuerzos regionales, sugiriendo que los plutones con formas planas se emplazan al encontrar trampas estructurales que impiden su ascenso y comienzan a expandirse lateralmente, mientras que los plutones con forma de cuña emplazan al rellenar cavidades controladas por fracturas.

4.5. Evolución y cristalización de los magmas.

A medida que los magmas ascienden desde su punto de generación hasta su lugar final de emplazamiento, pasan una serie de cambios químicos y físicos gracias a una variedad de procesos que ocurren en su trayecto. Durante la cristalización de magmas primarios se puede dar una segregación y ascenso del fundido remanente a través de los poros intercrystalinos generados por los primeros minerales cristalizados, pero estos procesos son dependientes principalmente de la viscosidad del fundido y de la permeabilidad y propiedades mecánicas de la matriz cristalina formada (Daines, 2000; Weinberg, 2006). Estas propiedades de los magmas también están en función de su composición y condiciones de cristalización, por ejemplo, las composiciones de magmas más ácidos tienen mayor viscosidad que las composiciones básicas debido a la mayor cantidad de tetraedros de SiO_4 , también a mayor temperatura, presión y contenido de volátiles más disminuye la viscosidad (Best, 2003; Spera, 2000).

El magma pasa de un comportamiento newtoniano a no newtoniano al pasar de bajas a altas tasas de deformación respectivamente, lo cual reduce la viscosidad de 0,25 a 2,54 órdenes de magnitud (Webb & Dingwell, 1990a, 1990b). Una vez el magma primario llega a la profundidad de segregación, variando entre aproximadamente 100 km y menos de 50 km de profundidad dependiendo del ambiente tectónico (Wilson, 2007), en el que por las densidad y viscosidad de este, no puede seguir ascendiendo y comienza a perder temperatura transmitiendo calor a la roca caja, dando inicio a la cristalización. Esta cristalización se da en un rango de temperaturas llamadas *liquidus*, que representa la temperatura a la cual comienza a cristalizar el primer mineral y *solidus*, que corresponde con la temperatura en la que el magma está totalmente cristalizado (Wilson, 2007).

4.5.1. Tipos de cristalización.

Bowen (1929) clasifica la cristalización de los minerales de dos formas, cristalización fraccionada o cristalización en equilibrio.

4.5.1.1 Cristalización en equilibrio.

En este tipo de cristalización el fundido se mantiene en la cámara magmática, por lo que los minerales se mantienen en contacto constante con el fundido, consiguiendo así, un equilibrio químico permanente entre el fundido y las diferentes facies minerales cristalizadas. En este tipo de cristalización la composición general del fundido se mantiene constante, por lo que no hay oportunidad de diferenciación magmática (Bowen, 1929).

4.5.1.2. *Cristalización Fraccionada.*

En este tipo de cristalización el fundido es separado de los cristales, ya sea por asentamiento gravitacional de los cristales, segregación por flujo, filtrado por presión o por fraccionamiento por convección. Cuando se forman los cristales se empobrece el fundido de los elementos que estos usan, al ser posteriormente separados del fundido, se impide el reequilibrio entre este y los cristales posibilitando así su diferenciación y evolución magmática (Bowen, 1929).

4.5.2. Mezcla de magmas.

Sucede cuando un magma entra en contacto otro magma de una composición diferente y empiezan a mezclarse (Figura 11), en función del tiempo que tengan para mezclarse antes de cristalizar. Pueden generar una serie de estructuras y texturas que muestran las diferencias mineralógicas y composicionales de ambos magmas o mezclarse a nivel atómico por medio de difusión si tienen la suficiente energía termal, resultando en un magma con una composición intermedia entre los dos anteriores (Best, 2003).

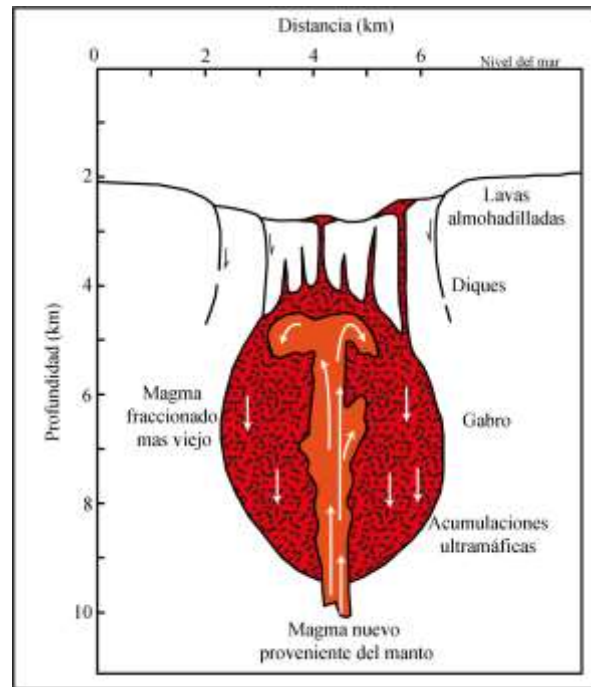


Figura 11. Corte esquemático de una cámara magmática de un rift oceánico siendo reabastecida por un magma primitivo del manto. Adaptado de Best (2003).

4.5.3. Contaminación cortical.

A medida que un magma asciende este trata de lograr un equilibrio termal y químico con las diferentes litologías de roca caja que se encuentra por el camino, especialmente cuando el magma va a un ritmo lento de ascenso o directamente se estanca. La contaminación también se da en función del tiempo en el que los xenolitos interactúan con el magma y la temperatura de este, dependerá si únicamente se dispersan por todo el magma o son fundidos y asimilados (Best, 2003).

4.6. Principales características químicas de los magmas en Zonas de Subducción.

En este ambiente los óxidos mayores son: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 y H_2O . Tanto en arcos de islas como en arcos continentales se presenta la serie toleítica, calcoalcalina, calcoalcalina alta en K y la serie shoshonítica o alcalina (Figura 12), con la diferencia que en ambientes continentales la serie toleítica no está muy representada mientras que la serie calcoalcalina alta en potasio y la alcalina están altamente representadas, especialmente hacia los magmas más ácidos del espectro (Wilson, 2007). La serie calcoalcalina está restringida principalmente a márgenes convergentes y es la más dominante entre las tres series magmáticas para zonas de subducción (Winter, 2014).

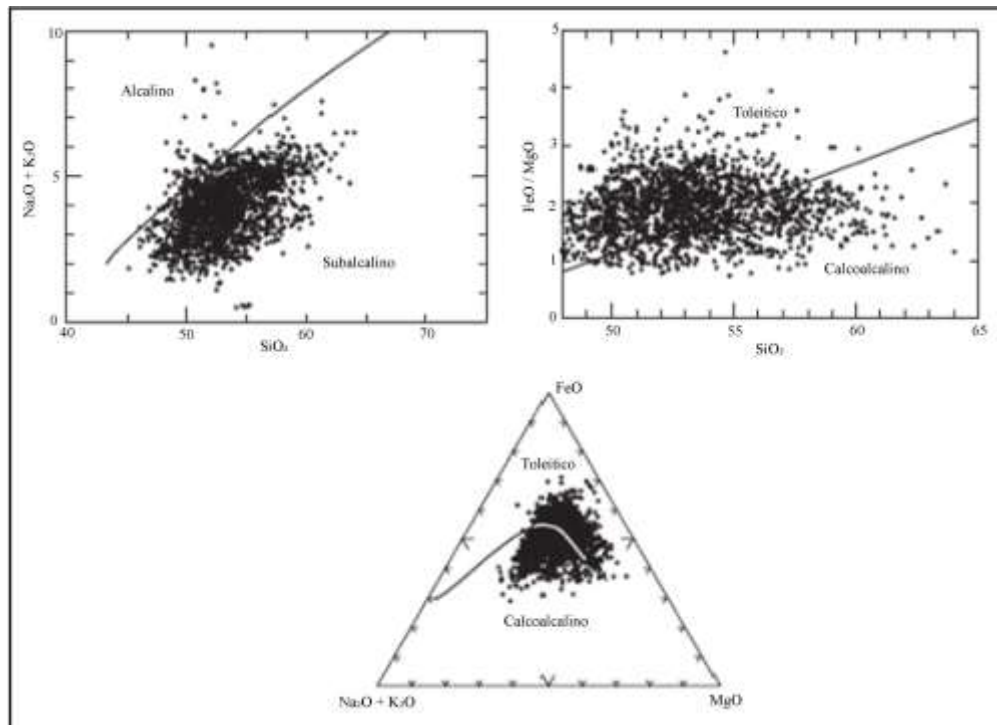


Figura 12. Diagramas Álcalis vs Sílice, AFM y FeO/MgO vs Sílice evidenciando los comportamientos químicos de 30 arcos volcánicos oceánicos y continentales. Tomado de Winter (2014), datos de Plank & Langmuir (1988).

4.6.1. Corteza Oceánica - Corteza Oceánica.

Las variaciones que se dan en las series magmáticas son controladas principalmente por cristalización fraccionada que da como resultado en un aumento progresivo de SiO_2 , aunque este aumento también se puede dar por una mezcla de magmas con un magma más evolucionado. Los efectos de contaminación cortical son menos relevantes ya que la corteza oceánica es delgada y poco diferenciada en comparación con los magmas que se están generando (Winter, 2014).

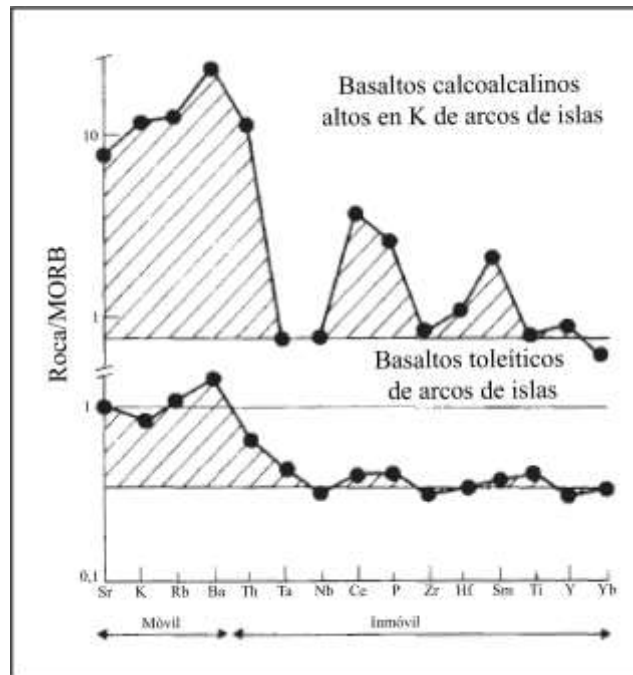


Figura 13. Diagramas multielementales normalizados a MORB para basaltos de arcos de islas oceánicas toleíticos y calcoalcalinos altos en K. Tomado de Wilson (2007), datos de Pearce (1983).

En este ambiente, en los diagramas multielementales se presenta un enriquecimiento de elementos incompatibles de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba \pm Th) y empobrecimientos de elementos de alto potencial iónico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc y Cr) en comparación con N-MORB (Pearce, 1982; Project, 1981). El diagrama de la Figura 13 indica que los basaltos de arcos de islas no son derivados de una fuente MORB o de una isla oceánica, debido a que los enriquecimientos de Sr, Ba, K, Pb y tierras raras livianas (LREE) que se presentan, son proporcionados aparentemente por la placa litosférica que subduce a la cuña del manto metasomatizada por medio de fluidos hidratados o fundidos silicatados saturados en agua (Wilson, 2007). El bajo contenido de Ni que presentan los magmas de este ambiente indica una cristalización fraccionada de olivino en su ascenso a superficie, evidenciando que no son magmas primarios. Esto puede aumentar la concentración de incompatibles de bajo potencial iónico (son los que tienen mayor movilidad en las fases fluidas) por lo que en este ambiente se genera un enriquecimiento de estos elementos, el cual es atribuido al metasomatismo de la cuña del manto provocado por los fluidos liberados de la corteza oceánica que subduce (Wilson, 2007). Pearce (1982) atribuye las bajas abundancias de elementos de alto potencial iónico a 3 motivos: 1) niveles altos de fusión parcial de la fuente mantélica; 2) la estabilidad de fases minerales menores en la fuente mantélica que tienen preferencia a concentrar algunos elementos traza; 3) fusión de una fuente mantélica preexistente ya empobrecida.

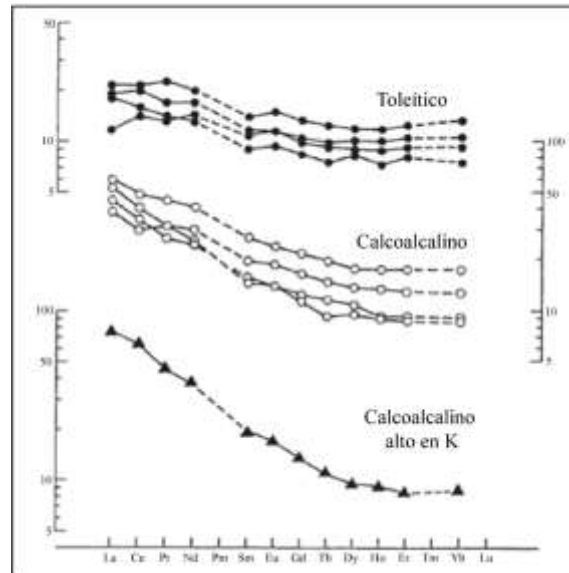


Figura 14. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) de arcos de islas normalizadas a condrito. Tomado de Wilson (2007).

Los diagramas de elementos de tierras raras (REE) (Figura 14) muestran tendencias generales de enriquecimiento de las tierras raras ligeras (LREE), generalmente presentando patrones planos, pero de valores altos en las tierras raras pesadas (HREE) indicativas de una fuente libre de granates, ya que estos fraccionan las HREE (Winter, 2014).

4.6.2. Corteza Oceánica - Corteza Continental.

En este ambiente los magmas generados a partir de la cuña del manto o de la placa que subduce deben cruzar la corteza continental sílica y enriquecida de elementos incompatibles antes de alcanzar la superficie terrestre, por lo que la contaminación cortical y la asimilación tienen un gran potencial de alterar la geoquímica de estos magmas primarios ascendentes. Además, generalmente estos magmas son más evolucionados en comparación con los de arcos de islas debido al efecto del engrosamiento cortical, que dilata el proceso de ascenso y facilita la diferenciación (Winter, 2014).

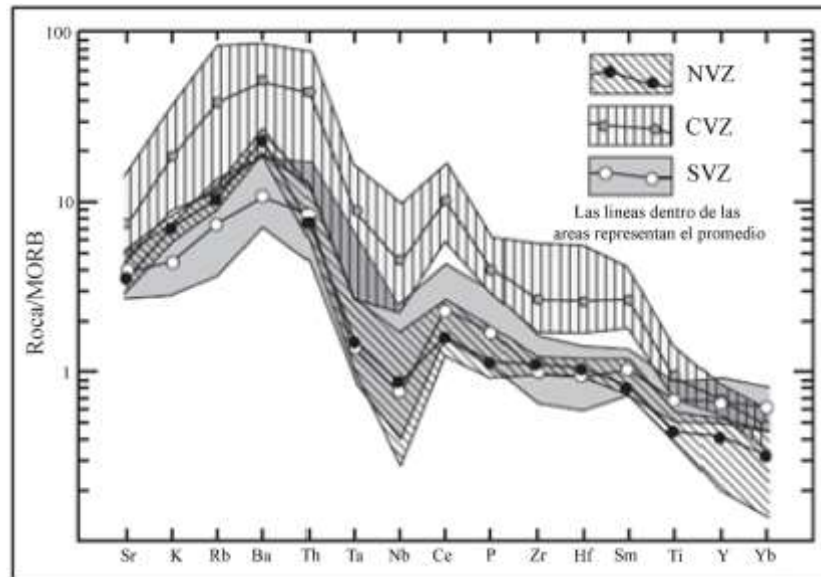


Figura 15. Diagramas multielementales normalizados a MORB para las rocas volcánicas de los Andes. NVZ: Zona volcánica norte. CVZ: Zona volcánica central. SVZ: Zona volcánica sur. Tomado de Winter (2014).

En los diagramas multielementales (Figura 15) se presenta el mismo patrón que en arcos de islas, con enriquecimiento de elementos incompatibles de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba ± Th) y empobrecimientos de elementos de alto potencial iónico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc y Cr) comparados a N-MORB (Pearce, 1982; Project, 1981), siendo esta una característica petrogenética atribuida al metasomatismo de la cuña del manto generada por los fluidos liberados por la placa que subduce (Pearce, 1982).

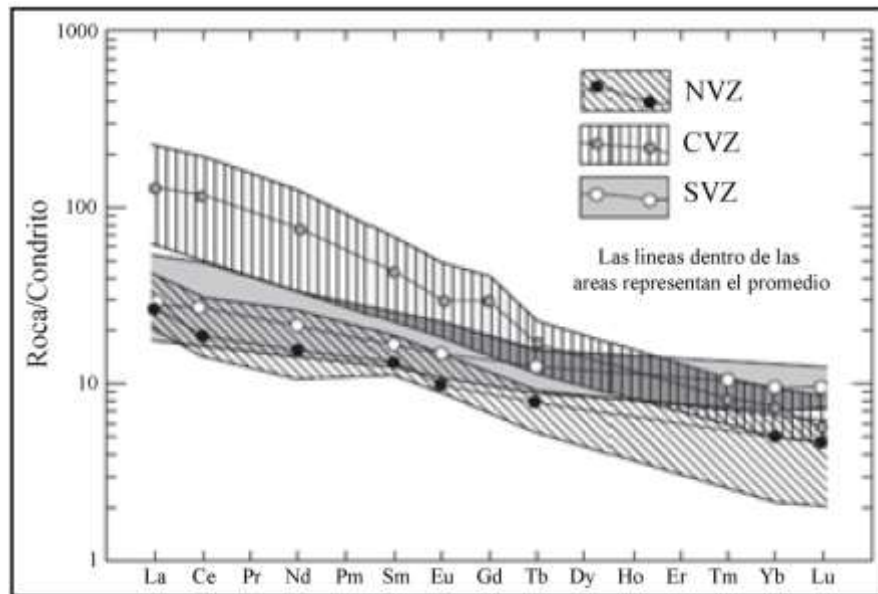


Figura 16. Diagrama de elementos de tierras raras (REE) del arco continental de los Andes normalizados a condrito. NVZ: Zona volcánica norte. CVZ: Zona volcánica central. SVZ: Zona volcánica sur. Tomado de Winter (2014).

El diagrama de REE (Figura 16) muestra nuevamente tendencias de enriquecimientos en LREE, con patrones relativamente planos y de altos valores en las HREE.

4.7. Litogeoquímica.

Cuando no se disponen de valores de SiO₂ en los resultados geoquímicos se puede usar el Sc como elemento indicativo de evolución magmática, identificándose con el número atómico 21, una masa atómica de 45, un solo estado de oxidación (+3) y un único isotopo de ocurrencia natural (⁴⁵Sc), presenta un comportamiento geoquímico de elemento litófilo disperso. Raramente forma minerales en el cual sea el componente principal y su radio iónico relativamente grande (75pm) le facilita remplazar el Al y Fe en las estructuras minerales de las rocas, especialmente en los piroxenos ricos en Fe, en los cuales el Sc³⁺ reemplaza al Fe³⁺. Sin embargo, el Sc³⁺ no se reemplaza por el Fe³⁺ de los olivinos, por lo

que excluyendo las rocas ultramáficas ricas en olivino, los niveles de Sc en rocas ígneas son inversamente proporcionales a los de SiO₂ (Williams-Jones & Vasyukova, 2018). En gabros y basaltos los valores de Sc oscilan entre 30 - 40 mg/kg, en andesitas y dacitas oscilan entre 10 - 30 mg/kg y finalmente en granitos presenta valores inferiores a 10 mg/kg (Taylor, 1964). El Sc es raro en mineralizaciones hidrotermales, donde típicamente presentan valores de 1 - 2 mg/kg, por lo que presenta una ventaja frente al SiO₂ en la interpretación, ya que los valores de Sc no son muy afectados por la meteorización y las alteraciones hidrotermales (Williams-Jones & Vasyukova, 2018).

El vanadio (V) también es otro elemento muy útil, ya que en magmas reductores el V³⁺ presenta un comportamiento muy similar al Sc³⁺, por lo que presenta una alta afinidad por los piroxenos, anfíboles y biotitas reemplazando el Fe³⁺ en la estructura cristalina de estos (Halley, 2020). Por otro lado, en magmas un poco más oxidantes el V⁴⁺ presenta una alta afinidad por la magnetita (Iveson *et al.*, 2018; Shervais, 1982) y finalmente en magmas muy oxidantes el V se comporta como elemento muy incompatible en los clinopiroxenos y hornblendas mientras el Sc sigue siendo compatible durante todos estos estados de óxido-reducción (Toplis & Corgne, 2002). Por lo tanto, comparando el V contra el Sc, el V se puede usar como elemento indicador del estado de óxido-reducción de un magma, en el cual en un ambiente reductor, la relación de V/Sc se mantiene constante en una proporción de 7:1 en todos los magmas, desde máficos hasta félsicos (Li & Lee, 2004). En un ambiente oxidante la relación de V/Sc disminuye al haber cristalización fraccionada de magnetita, disminuyendo así la proporción de V en el fundido (Iveson *et al.*, 2018; Shervais, 1982). Sin embargo, en un ambiente muy oxidante la relación V/Sc aumenta al

haber cristalización fraccionada de hornblenda y disminuirse la proporción de Sc en el fundido (Loucks, 2014; Toplis & Corgne, 2002).

El Ti y Nb también son elementos útiles debido a su correlación en los minerales que los incorporan en su estructura cristalina, tales como titanomagnetita, ilmenita, biotita y hornblenda que cristalizan temprano en magmas hidratados intermedios, y en función de la fase mineral que cristalice primero presenta una relación característica de estos elementos (Halley, 2020).

5. Metodología

La metodología realizada en este trabajo consta de las siguientes etapas:

5.1. Fase preliminar:

Posterior a la entrega de la información proporcionada por la empresa, que consta de química de la roca, coordenadas de los pozos de perforación, *survey* y muestras, litología, estructuras, alteraciones y un mapa geológico, se inició con el reconocimiento de las principales litologías por medio del fotologeo. En esta actividad, seleccionaron siete pozos representativos (Tabla 1), teniendo en cuenta principalmente la litología y sus contactos, las texturas reconocibles, el porcentaje de recuperación del núcleo, además de las coloraciones dadas por alteración o mineralización. Con base en esta revisión, se planeó el trabajo de campo y se seleccionaron dos pozos para su posterior revisión y descripción.

Las descripciones realizadas a partir del fotologeo y la revisión de la base de datos se plasmó en columnas estratigráficas (ilustraciones en una escala 1:1000) de seis pozos con todos sus datos, utilizando el *software* “Adobe Illustrator” (Warnock, 1987), las cuales representan los intervalos litológicos, contactos, intervalos de recuperación del núcleo, coordenadas y proyección horizontal, además de alteraciones y muestras químicas usadas y descartadas para la interpretación geoquímica.

5.2. Fase de campo:

Se llevó a cabo en las instalaciones de la empresa Zijin Continental Gold (Buriticá-Antioquia). Se realizó la descripción de los pozos seleccionados en la etapa anterior, verificando litologías, contactos y alteraciones. Se tomaron 15 muestras para petrografía y de ellas, se seleccionaron 6 para química de roca total.

5.3. Análisis petrográfico:

Se analizaron un total de 15 secciones delgadas, distribuidas así: siete para el pozo GBUS008D01 y ocho para el pozo BUSY401 (Tabla 2). La descripción cualitativa y cuantitativa se realizó en microscopio de luz transmitida “Nikon E200” del laboratorio de petrografía de la Universidad de Caldas. Parámetros como grado de cristalinidad, relación espacial de los minerales (texturas), tamaños de grano además de la identificación de especies minerales fueron detallados según las recomendaciones de Le Maire *et al.* (2002). La clasificación modal se realizó a partir del conteo de aproximadamente 576 puntos por medio de la compilación 32 fotografías de cada una de las secciones delgadas con objetivo 4x y nicoles cruzados (NX), para posteriormente generar una única imagen de muy alta resolución compilada en *software* libre “Image Composite Editor” (Microsoft, 2015) y finamente fue procesada con el *software* de uso libre “ImageJ” (Rasband, 1997), el cual permite insertar una malla de 1 mm en una área total de 24 x 24 mm. El conteo se realiza con la imagen procesada de base y con el microscopio en simultáneo.

Las abreviaturas para los minerales fueron tomadas de Whitney & Evans (2010) en donde: Act: actinolita; Amp: anfíbol; Ap: apatito; Bt: biotita; Cb: carbonato; Chl: clorita;

Clc: clinocloro; Cpx: clinopiroxeno; Czo: clinoziosita; Ep: epidota; Opq: opacos; Pl: plagioclasa; Py: piritita; Qz: cuarzo; Rt: rutilo; Ser: sericita; Ttn: titanita; Zo: zoisita; Zrn: circón. Los tamaños de grano se definieron usando los parámetros de British Geological Survey (1999), los cuales son: muy grueso (> 16 mm), grueso (16 - 2 mm), medio (2 - 0,25 mm), fino (0,25 - 0,032 mm) y muy fino ($< 0,032$ mm). Las definiciones de tamaño fenocristales ($> 0,5$ mm), microfenocristales (0,5 - 0,05 mm) y microlitos ($< 0,05$ mm) fueron tomadas de González (2015).

5.4. Geoquímica/Litogeoquímica:

La química de roca total de seis muestras obtenidas en esta investigación fue realizada por el laboratorio ALS Global. Los análisis de roca total de óxidos mayores y elementos de tierras raras (REE) se elaboraron mediante Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* – ICP-MS) y Espectroscopía de Emisión Atómica con Plasma Acoplado Inductivamente (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy* – ICP-AES) (códigos del laboratorio ME-ICP06 y ME-MS81). Tanto para el análisis de óxidos mayores como de elementos de tierras raras se usó fusión por Borato de Litio y la preparación de muestra PREP-31, que consiste en un secado de la muestra en horno a máximo 120°C, para después triturar la muestra hasta que al menos un 70% sea < 2 mm; posteriormente la muestra se divide en un cuarteador *riffle* y finalmente se pulverizan 250 g hasta que al menos un 85% sea menor a 75 μ m.

Los datos químicos proporcionados por la empresa (7543 muestras) fueron analizados por el método ME-MS61, que consiste en una digestión por 4 ácidos, que comienza con la adición de ácido nítrico y ácido perclórico a porciones de muestras pulverizadas y pesadas con precisión en tubos de ensayo de teflón. Luego, las muestras se calientan durante un período de tiempo para promover la reacción. A continuación, se añade una cantidad de ácido fluorhídrico medido con precisión; en esta etapa, los tubos de ensayo de teflón se bajan a un bloque de calentamiento, donde la temperatura y el tiempo de reacción se controlan con precisión. El objetivo es calentar las muestras hasta que alcancen un estado de incipiente sequedad. Finalmente, las muestras se retiran del fuego y se agrega HCl. Para este análisis también se usó la preparación PREP-31.

El tratamiento y depuración de datos químicos proporcionados por la empresa consistió en descartar los intervalos de muestreo no monolitológicos, es decir, que una muestra incluya más de una litología o que se caractericen como brechas, selección que fue realizada a partir de las fotografías de los núcleos de perforación. Además a cada muestra se añadió una etiqueta con la litología y coordenadas para su posterior proyección.

La interpretación litogeoquímica se realizó siguiendo la metodología propuesta por Halley (2020) mediante el *software* “ioGAS™” (REFLEX, 2018). En primer lugar, se emplearon Sc y Ti, elementos de poca movilidad, como indicadores de diferenciación magmática al ser comparados con Nb, P, Th, Ti, V y Zr, identificando grupos composicionales. Posteriormente, se utilizó la relación V/Sc vs Sc, para identificar condiciones de oxido-reducción del magma y de Sr/Y vs Y para identificar firmas tipo

adakita. Las alteraciones hidrotermales fueron identificadas a partir de las relaciones K/Al vs Na/Al (molar), Ca, Fe y S y Al-K-Mg principalmente.

6. Resultados

6.1. Descripción litológica a partir de fotos de núcleos de perforación:

5,491 m de núcleos de perforación correspondientes a siete pozos, fueron descritos a partir de fotografías (Tabla 1), los cuales se ilustraron en columnas estratigráficas, y se seleccionaron los pozos BUSY401 (Figura 19) y GBUS008D01 (Figura 20) para revisión en campo (ver Apéndice para las columnas de los pozos BUSY392, BUSY395, GBUS003, GBUS008).

Tabla 1. Pozos observados y su profundidad.

Pozo	Profundidad (m)
BUSY392	1105,25
BUSY395	1014,15
BUSY401	607,9
GBUS002	106,5
GBUS003	1023,25
GBUS008D	1292,25
GBUS008D01	341,7
Total metros	5,491

Las litologías observadas corresponden principalmente a tonalitas interceptadas por diques de microgabros, microcuarzogabros, dioritas, basaltos con textura porfírica, y andesitas, además de, brechas de falla, brechas intrusivas y brechas hidrotermales. Las brechas de falla se caracterizan por la presencia de harina de falla y clastos de las litologías anteriormente mencionadas. Las brechas intrusivas están definidas principalmente por la presencia de clastos angulares de tonalita, en una matriz generalmente diorítica o andesítica. Finalmente, las brechas hidrotermales, involucran clastos angulares a subredondeados de una o más de las litologías anteriormente descritas, a excepción de las andesitas y dioritas, donde la matriz se observa con mineralización de pirita. Múltiples

brechas hidrotermales presentan contactos transicionales con las litologías de andesitas y dioritas. En general la alteración predominante en todas las litologías es la propilítica, teniendo zonas puntuales de alteración filica (asociada a dioritas y andesitas), potásica o silicificación. Los contactos entre las diferentes unidades son intrusivos planares e intrusivos (tonalitas, basaltos, microgabros, dioritas y andesitas), y en algunas ocasiones fallados. La revisión de los testigos de perforación y los tipos de contacto permitieron definir la siguiente secuencia: en primer lugar se dio el emplazamiento de la tonalita, que posteriormente es intruída por diques máficos, de las cuales primero fueron los microgabros y posteriormente los basaltos (Figura 17 E, F, G, H e I, Figura 18), y finalmente se dio la intrusión de la diorita y andesita (Figura 17 A). En los testigos de perforación descritos no se observó una relación directa entre los diques máficos y la diorita y andesita, sin embargo, los diques máficos, se encuentran como clastos en las brechas intrusivas. (Figura 17 D).



Figura 17. A: Contacto intrusivo planar entre tonalita y diorita. Pozo GBUS008D01, 141,35 m de profundidad. **B:** Brecha hidrotermal con matriz mineralizada de pirita, Pozo BUSY392, 791 m de profundidad **C:** Brecha intrusiva con clastos de la tonalita, en un matriz de composición andesítica. Pozo BUSY395, 428 m de profundidad **D:** Contacto transicional entre una brecha y una diorita. Pozo BUSY395, 829,9 m de profundidad. **E:** Contactos intrusivos entre microgabro, tonalita y basalto. Pozo BUSY401, 376 m de profundidad. **F:** Contacto intrusivo entre microgabro y basalto de textura porfirítica. Pozo BUSY 401, 222,6 m de profundidad. **G:** Contacto intrusivo entre tonalita y microgabro. Pozo BUSY401, 251,2 m de profundidad. **H:** Contactos intrusivos entre microgabro y tonalita. Pozo BUSY401, 395,7 m de profundidad. **I:** Diques intrusivos del microgabro en la tonalita. Pozo BUSY401, 422 m de profundidad.

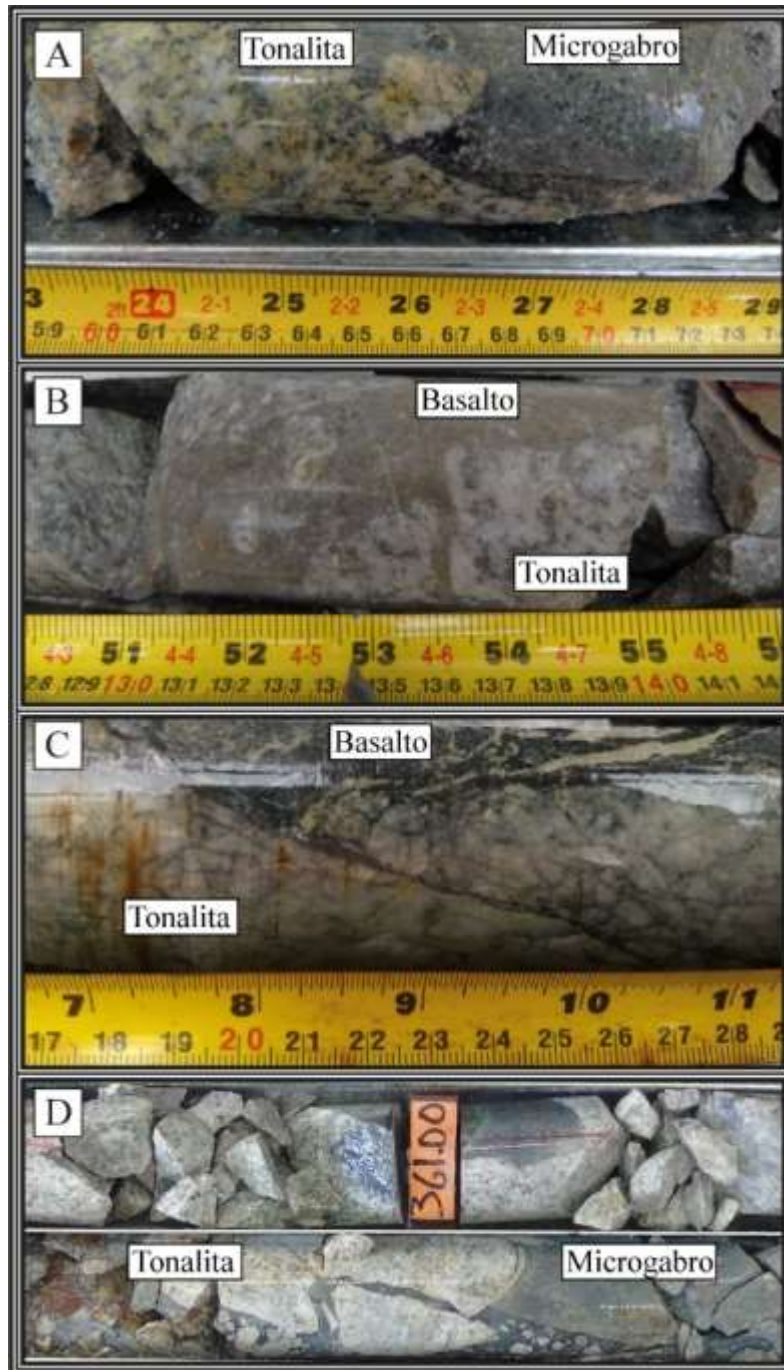


Figura 18. A: Contacto intrusivo entre tonalita y microgabro. Pozo GBUS003, 491,7 m de profundidad. B: Contacto intrusivo entre basalto y tonalita. Pozo GBUS 003, 653,5 m de profundidad. C: Contacto intrusivo entre tonalita y basalto. Pozo GBUS003, 334,38 m de profundidad. D: Contacto intrusivo planar entre tonalita y microgabro afectado por brecha intrusiva. Pozo BUSY401, 362 m de profundidad.

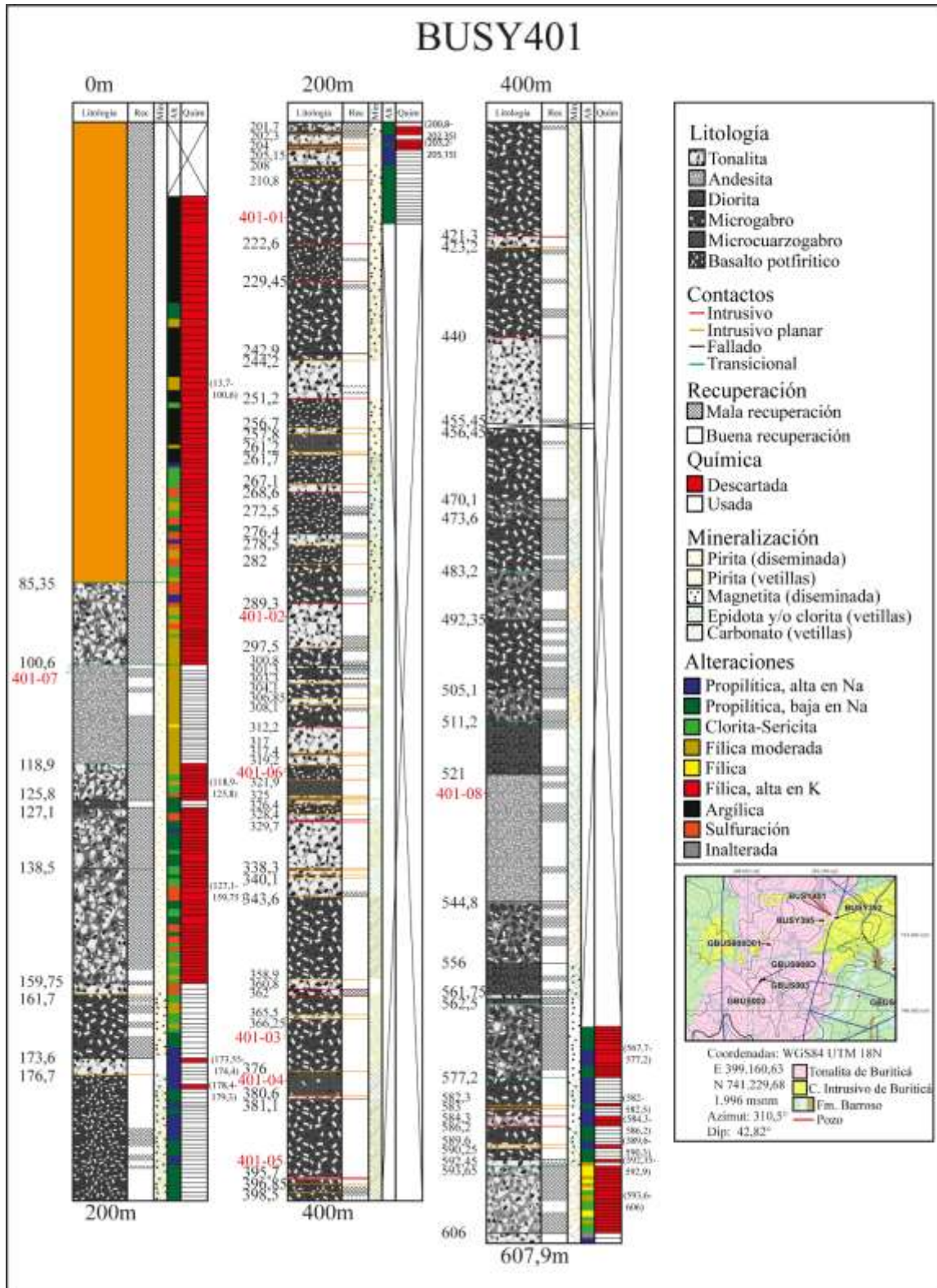


Figura 19. Columna estratigráfica del pozo BUSY401.

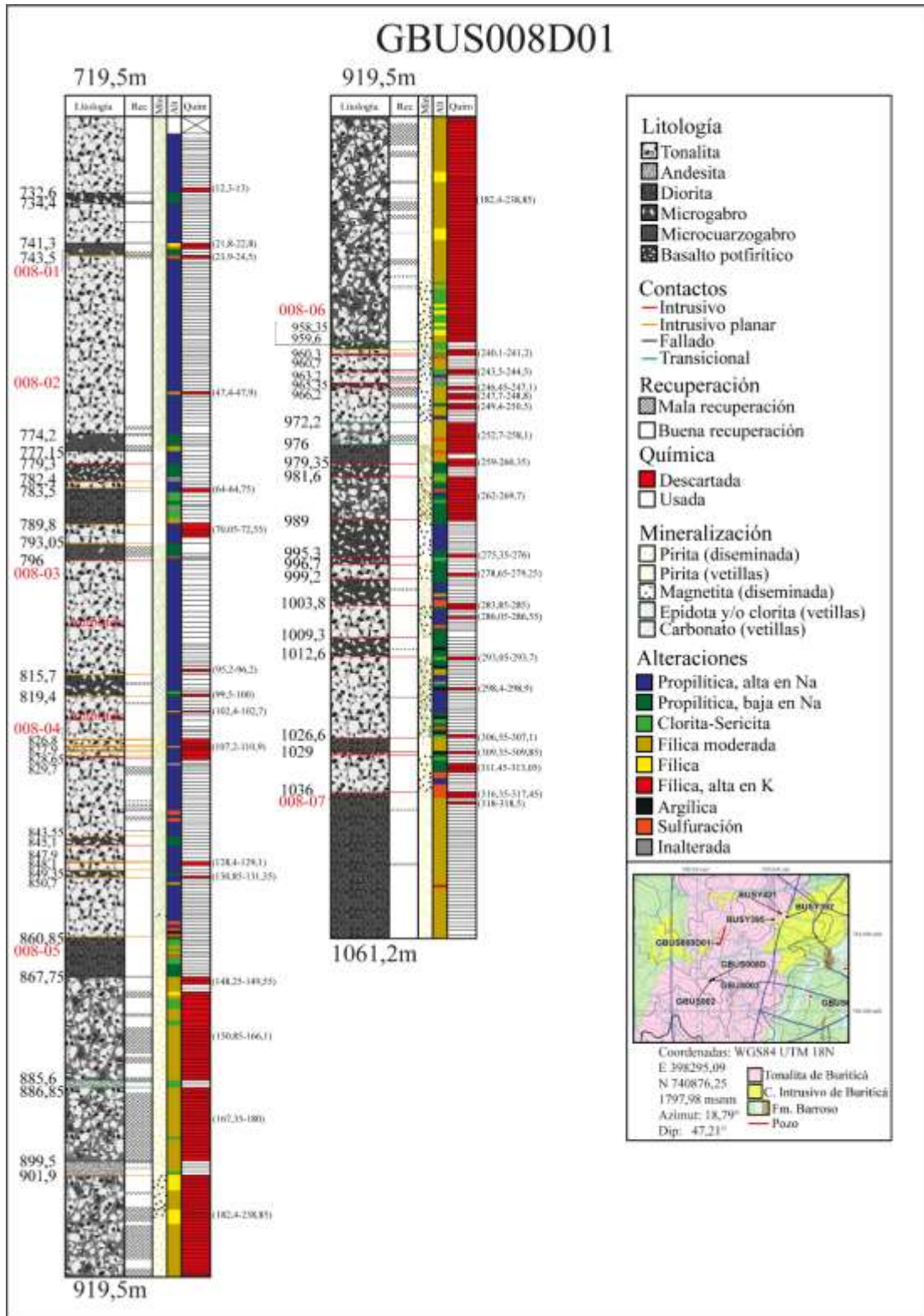


Figura 20. Columna estratigráfica del pozo GBUS008D01.

6.2. Fase de campo:

Se observaron aproximadamente 1000 m de núcleos de perforación correspondientes los pozos BUSY401 y GBUS008D01, en los cuales se verificó y/o corrigió lo visto previamente en el fotologeo, actualizando las descripciones de las litologías, los contactos, las mineralizaciones y las alteraciones. Fueron tomadas 15 de muestras de roca para petrografía y seis para geoquímica de roca total y elementos traza (Tabla 2).

Tabla 2. Relación de pozos y muestras seleccionadas para análisis químicos de roca total y petrografía.

Pozo	Muestra Petrografía	Muestra Química	Profundidad (m)
BUSY401	401-01		217,6
BUSY401	401-02		291,8
BUSY401	401-03	797517	365,9
BUSY401	401-04		377,8
BUSY401	401-05	797518	393
BUSY401	401-06	797520	320
BUSY401	401-07		100,7
BUSY401	401-08		524,5
GBUS008D01	008-01		23,1
GBUS008D01	008-02	797521	45,8
GBUS008D01	008-03		78,7
GBUS008D01	008-04		107,4
GBUS008D01	008-05	797519	143,7
GBUS008D01	008-06		239,3
GBUS008D01	008-07	797522	317,5

6.2.1. Muestras de mano:

6.2.1.1 Tonalita de Buriticá:

Correspondientes a las muestras 008-02 (Figura 21 A), 008-03 (Figura 21 B), 401-02 (Figura 21 C) y 401-03 (Figura 21 D) (Tabla 2), macroscópicamente presentan una textura holocristalina, fanerítica, inequigranular de grano medio a grueso (1 - 5 mm), con un índice de color leucocrático (20%), donde la fase mineral más abundante corresponde a la plagioclasa (50%). Este mineral se observa euhedral y con tamaños entre 1 y 3 mm,

presentando una coloración blanca y brillo vítreo. El cuarzo, es el segundo mineral en abundancia (30%), es anhedral, con tamaños entre 1 y 5 mm, brillo vítreo y con fractura concoidea. El anfíbol, representa la fase máfica (20%), con tamaños entre 1 y 2 mm, euhedral, color negro con tonalidad verdosa, y en ocasiones con exfoliación visible en dos direcciones, generalmente alterado a clorita y epidota. En algunos sectores, esta litología presenta magnetismo (muestras 008-02, 008-03 y 401-03) y localmente se observan autolitos (Figura 21 B). Esta litología es ocasionalmente interceptada por diques de espesor decimétrico de brecha intrusiva matrizsoportada (Figura 21 C), donde la matriz es vítrea de color negro con piritita diseminada y los clastos son angulares (3 - 8 mm), principalmente de cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos de la misma tonalita.

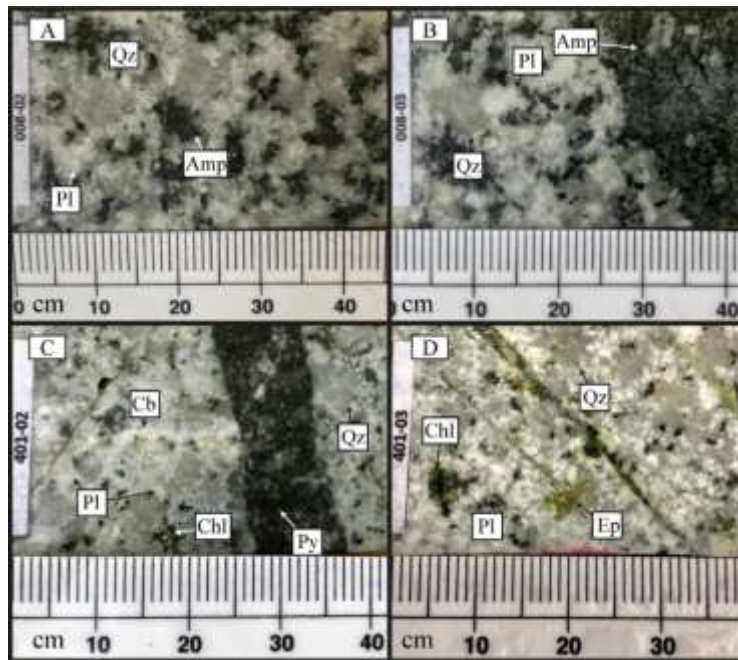


Figura 21. Muestras de mano de las tonalitas. **A:** Muestra 008-02. **B:** Muestra 008-03 con la presencia de un autolito de composición similar, pero con mayor concentración de máficos. **C:** Muestra 401-02 con un dique de brecha intrusiva de 1 cm. **D:** Muestra 401-03 con venillas rellenas de epidota.

6.2.1.2. Diques:

Microgabro:

Correspondientes a las muestras 401-01 (Figura 22 A), 401-05 (Figura 22 B) y 008-06 (Figura 22 C) (Tabla 2). Macroscópicamente presentan una textura porfirítica, en una matriz holocristalina fina (50%) de color gris oscuro a negra con microfenocristales de minerales máficos y plagioclasa, con índice de color mesocrático (60%), donde se reconocen fenocristales de plagioclasa (40%), de coloración blanca con tonalidad verde y tamaños entre 1 y 3 mm. La fase máfica está representada por fenocristales de piroxenos (10%), de coloración negra con tonalidad verde y tamaños entre 0,5 y 1,5 mm. Las muestras presentan un leve a moderado magnetismo, adicionalmente, las muestras 401-01 y 008-06 presentan una venilla (1 mm de espesor) rellena de carbonatos y pirita, además la muestra 008-06 presenta alteración pervasiva (matriz silicificada).

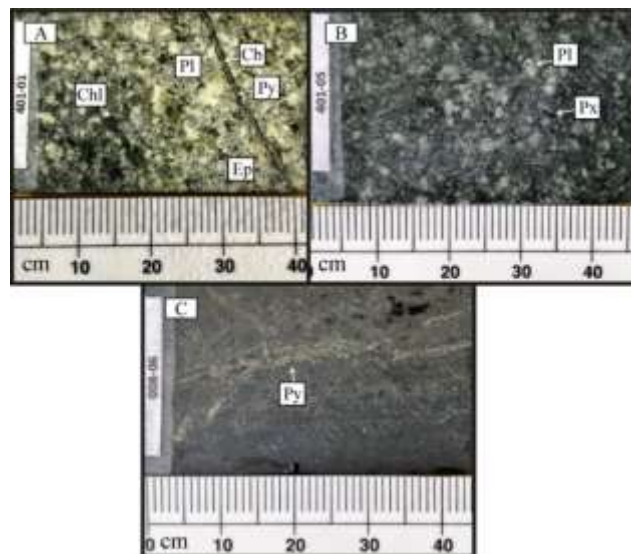


Figura 22. Muestras de mano de los microgabros. **A:** Muestra 401-01 que presenta un halo (1 cm) de alteración alrededor de la venilla que contiene carbonato y pirita además de actinolita hacia los bordes. **B:** Muestra 401-05. **C:** Muestra 008-06 que presenta un halo (1 cm) de alteración alrededor de la venilla que contiene carbonato y pirita, presentando alteración pervasiva (matriz silicificada).

Microcuarzogabro:

Correspondientes a las muestras 008-01 (Figura 23 A) y 401-04 (Figura 23 B), del pozo GBUS008D01 y BUSY401 respectivamente (Tabla 2), macroscópicamente presentan una textura porfírica y matriz (90%) holocristalina fina (> 1 mm) de color negra con tonalidad verde, compuesta de plagioclasa y máficos, con índice de color melanocrático (80%) con los fenocristales (1 – 2 mm) totalmente reemplazados en epidota, además, presentan algunas venillas de pirita o epidota. Esta litología presenta magnetismo.

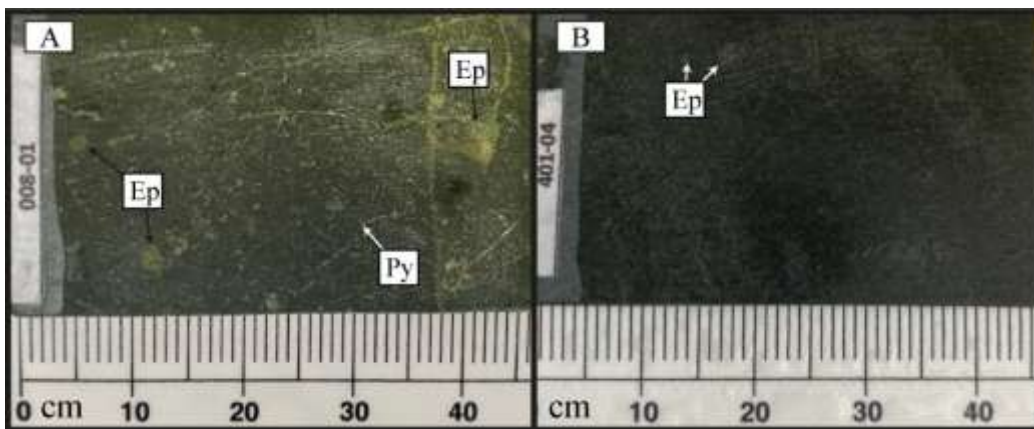


Figura 23. Muestras de mano de los microcuarzogabros. **A:** Muestra 008-01, presentando los fenocristales totalmente reemplazados por epidota, además de venillas rellenas de epidota o pirita. **B:** Muestra 401-04, presentando fenocristales reemplazados totalmente por epidota.

Basalto de textura porfírica:

Corresponde a las muestras 008-04 (Figura 24 A) y 401-06 (Figura 24 B) (Tabla 2). Macroscópicamente presentan una textura porfírica y matriz afanítica negra con tonalidad verde, donde las fases minerales están representadas por fenocristales de plagioclasa y piroxenos. La plagioclasa (15 - 30%) es subhedral, con tamaños entre 1 y 3 mm, color blanco con variación a tonos a grises y en ocasiones a verde por la alteración a epidota. La muestra 401-06 presenta cristales de piroxenos (10%), se observan como fenocristales y

microfenocristales (0,4 a 2 mm), son subhedrales y con forma de prismas octogonales, de color negro con tonalidad verde. Esta litología presenta magnetismo, la muestra 008-04 presenta una ligera reacción al HCl y la muestra 401-06 presenta múltiples venillas de epidota.

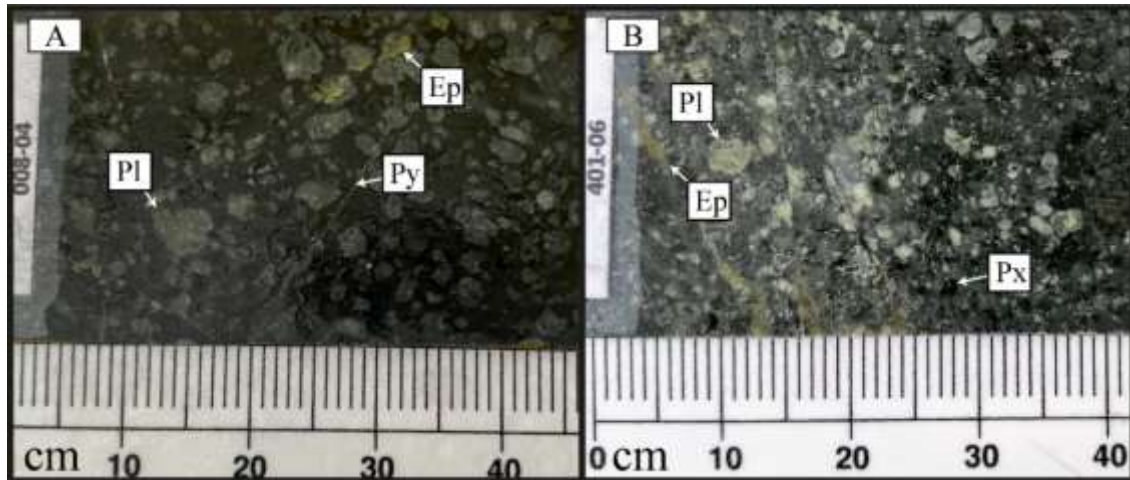


Figura 24. Muestras de mano de los basaltos de textura porfirítica. **A:** Muestra 008-04, presenta venillas rellenas de epidota que remplazan los fenocristales por los que pasa. **B:** Muestra 401-06, presenta venillas rellenas de epidota.

6.2.1.3 Complejo Intrusivo Buriticá (CIB)

Diorita:

Correspondientes a las muestras 008-05 (Figura 25 A) y 008-07 (Figura 25 B) (Tabla 2). Macroscópicamente presentan una textura holocristalina, fanerítica, equigranular, de grano medio (1-2 mm), con un índice de color mesocrático (50%) y color gris moteado. La fase mineral predominante en esta litología es la plagioclasa (50%), euhedral, con tamaños entre 1 y 2,5 mm, color blanco y brillo vitreo. La fase máfica está representada por piroxenos y biotitas. Los piroxenos (30%) tienen formas de prismas octogonales subhedrales, con tamaños de 1 mm, coloración negra y brillo vitreo. La biotita (20%)

presenta hábito laminar, tamaño de 1 mm y coloración negra con brillo perlado. La muestra 008-05 presenta mayor grado de alteración, donde los minerales máficos se encuentran orientados y reemplazados por pirita y además la plagioclasa también se encuentra alterada a un mineral arcilloso de coloración blanca y aspecto polvoso. Ambas muestras presentan reacción con HCL y la muestra 008-07 presenta magnetismo.

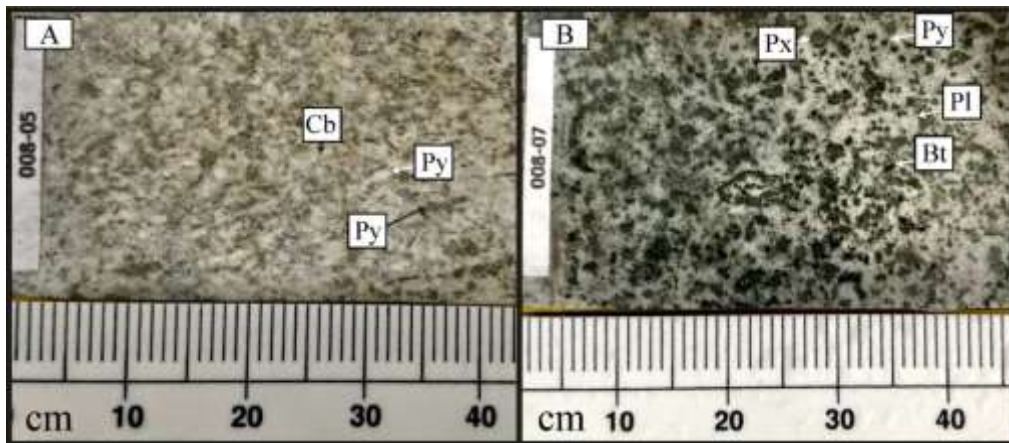


Figura 25. Muestras de mano de las dioritas. **A:** Muestra 008-05, presentando los minerales máficos alineados y reemplazados por pirita, también la plagioclasa alterada a un mineral arcilloso. **B:** Muestra 008-07.

Andesita:

Correspondientes a las muestras 401-07 (Figura 26 A) y 401-08 (Figura 26 B) (Tabla 2). Macroscópicamente presentan una textura porfírica, con una variación entre el 30 y 70% de matriz afanítica de color gris claro con tonalidad verde. Los fenocristales y microfenocristales están representados por plagioclasa y anfíbol. La plagioclasa (20%), con tamaños entre 0,4 y 2 mm varía de anhedral a subhedral y es de coloración blanca, el anfíbol (10%), el cual está alterado a clorita, tiene tamaños entre 0,2 y 1,5 mm, también varía de anhedral a subhedral, con coloración negra y tonalidad verde. Esta litología presenta magnetismo, la muestra 401-07 presenta reacción con HCl.

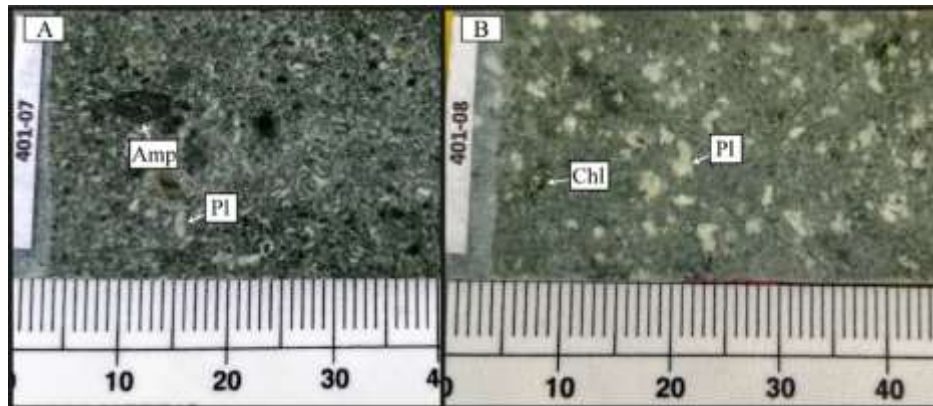


Figura 26. Muestras de mano de las andesitas. **A:** Muestra 401-07. **B:** Muestra 401-08.

6.3. Análisis microscópico

Descripciones petrográficas detalladas se realizaron, tanto de sus componentes mineralógicos, como de las relaciones texturales. Las muestras correspondientes a las facies descritas dentro de la Tonalita de Buriticá y la clasificación de cada una de las litologías se realizó mediante un conteo de 570 puntos en promedio por sección delgada (Tabla 3), en donde cuatro muestras corresponden a tonalitas, una a microgabro, dos a microcuarzogabros, una a diorita, dos a basaltos de textura porfirítica y dos a andesitas.

Tabla 3. Relación de puntos contados, litología y observaciones por sección delgada.

Muestra	Puntos	Litología	Observaciones
401-01	-	Microgabro	Presenta alteración propilítica pervasiva
401-02	574	Tonalita	170 puntos son de la brecha
401-03	572	Tonalita	
401-04	558	Microcuarzogabro	
401-05	559	Microgabro	
401-06	551	Basalto porfirítico	
401-07	575	Andesita	
401-08	572	Andesita	
008-01	547	Microcuarzogabro	
008-02	571	Tonalita	
008-03	581	Tonalita	118 puntos son del autolito
008-04	576	Basalto porfirítico	
008-05	-	Diorita	Presenta alteración filica pervasiva
008-06	-	Microgabro	Presenta alteración pervasiva
008-07	553	Diorita	

Tonalita de Buriticá:

Presenta una textura holocristalina, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica, de grano medio a grueso (0,8 - 5 mm). Los minerales esenciales están representados por plagioclasa (42,08 - 55,08 Vol%) y cuarzo (26,16 - 42,33 Vol%), y como minerales accesorio anfíbol (0 - 6,48 Vol%), circón (0 - 0,1 Vol%) y apatito (0 - 0,1 Vol%). Los minerales secundarios de alteración encontrados están representados por clorita (1,39 - 4,97 Vol%), epidota (0,2 - 4,02 Vol%), sericita (0,2 - 2,16 Vol%), carbonatos (0,1 - 1,73 Vol%), opacos (0,2 - 1,49 Vol%), titanita (< 0,1 Vol%) y rutilo (< 0,1 Vol%). Finalmente, como minerales de introducción se presenta epidota (0 - 3,68 Vol%), clorita (0 - 1,91 Vol%) y calcita (0 - 6,43 Vol%) (Tabla 4) a manera de venillas.

Tabla 4. Porcentaje modal de los minerales de la tonalita.

Muestra	Esenciales		Accesorios			Secundarios de alteración					Secundarios de introducción		
	Pl	Qz	Amp	Ap	Zrn	Chl	Ep	Ser	Cb	Opq	Ep	Cb	Chl
008-02	54,1	35,3	4,2	0,1	0,1	4,4	0,2	0,2	0,1	1,4	-	-	-
008-03	55,08	26,16	6,48	-	-	4,97	0,68	2,16	0,2	0,2	1,05	-	-
401-02	42,08	42,33	-	-	-	1,73	2,48	1,73	1,73	1,49	-	6,43	-
401-03	50	38	-	-	-	1,39	4,02	0,5	0,2	0,3	3,68	-	1,91

El mineral predominante es la **plagioclasa** (Figura 29), se presenta como cristales tabulares generalmente subhedrales, con tamaños que varían de 0,8 a 4 mm, incoloros a color crema por alteración (saussurita), con color de interferencia gris de primer orden. Además, presentan macla tipo albita, polisintética y zonaciones (Figura 29 A y B). Este mineral se presenta en dos series, una en la que los cristales generalmente están sin macla, con zonaciones complejas que presentan núcleos reabsorbidos y alterados, y otra con

cristales maclados y poco alterados y generalmente sin zonación (muestras 008-02, 008-03).

El **cuarzo** es el segundo mineral en abundancia (Figura 29), se observa anhedral, con tamaños que varían de 2,5 a 5 mm, incoloro, y color de interferencia gris de primer orden, además de extinción ondulante. Como característica particular, múltiples cristales de cuarzo presentan figura de interferencia biáxica negativa.

El **anfíbol** (Figura 29 A, C, E, F, G y H) generalmente se encuentra reemplazado por clorita y epidota. Este mineral se presenta como cristales prismáticos hexagonales generalmente subhedrales, con tamaños que varían de 0,8 a 3 mm, pleocroísmo moderado a fuerte en tonos amarillo a verde y con colores de interferencia de naranja de primer orden a rojo de segundo orden. Algunos cristales presentan macla simple, con un ángulo de extinción oblicuo ($15 - 22^\circ$) y simétrico en corte basal, y además se reconocen dos direcciones de exfoliación en cortes basales (56° y 124°).

Los **apatitos** (Figura 29 E y F) se presentan como cristales prismáticos subhedrales, con tamaños de alrededor de 0,12 mm, incoloros y sin pleocroísmo, con color de interferencia gris de primer orden, extinción recta y relieve alto.

Los **circones** (Figura 29 G y H) se presentan como cristales prismáticos subhedrales a euhedrales, con tamaños que varían de 0,12 a 0,22 mm, incoloros y sin pleocroísmo, con colores de interferencia rosados y verdes de tercer orden, extinción recta y relieve muy alto.

Como minerales secundarios, la **clorita** (Figura 29, Figura 28 C y D) generalmente tiene pleocroísmo que varía de amarillo pálido con tonalidad verde a verde, con colores de

interferencia azules, marrones y violetas anómalos, con tamaños que varían de 0,2 a 2,7 mm. Se presenta principalmente remplazado los anfíboles parcial o totalmente y biotitas totalmente, acompañada de epidota y de titanita, y en ocasiones a manera de venillas.

La **titanita** (Figura 28 C y D) se encuentra junto con clorita remplazando biotitas, con color café y sin pleocroísmo, con colores de interferencia rosados y verdes de tercer orden o superior, de relieve moderado a alto, con tamaños menores de 0,1 mm.

El **rutilo** (Figura 28 C y D) ocasionalmente se encuentra como cristales aciculares muy finos (0,01 mm) incluidos en la clorita a partir de biotitas.

La **epidota** (Figura 29 B, C, D, E, F, G y H, Figura 28 A y B) se presenta como cristales anhedrales, generalmente en agregados, con tamaños que varían de 0,1 a 0,8 mm, casi incolora con una tonalidad verde, en ocasiones con leve pleocroísmo, colores de interferencia naranja, azul, rosado y verde de segundo orden, relieve moderado a alto, extinción oblicua y frecuentemente asociada con zoisita-clinozoisita. Se encuentra tanto como mineral de alteración de plagioclasas, biotitas y anfíboles, así como mineral de introducción a manera de venillas.

La **zoisita-clinozoisita** (Figura 29 D, G y H) se presenta como cristales anhedrales, generalmente en agregados, incoloros, con colores de interferencia amarillo de primer orden y azul anómalo, relieve moderado a alto, extinción recta y generalmente acompañando la epidota como mineral de alteración e introducción.

La **sericita** (Figura 29) se encuentra como mineral de alteración de las plagioclasas, incolora, y color de interferencia amarillo de primer orden, con tamaños menores a 0,1 mm.

Los **carbonatos** se presentan principalmente como productos de alteración de plagioclasas y como venillas (Figura 28 A y B), generalmente en agregados de cristales, incoloros, con color de interferencia rosado de tercer orden o superior y relieve basculante, con tamaños menores de 0,75 mm.

Los **minerales opacos** presentan tamaños menores a 0,3 mm y están representados por titanomagnetita, calcopirita y pirita. La muestra 401-03 solo presenta titanomagnetita y pirita, y la muestra 401-02 solo presenta pirita. La asociación de minerales de alteración está representada por clorita, epidota, sericita, carbonato y minerales opacos

De acuerdo con la asociación mineralógica y la clasificación de Le Maitre *et al.* (2002), esta litología fue clasificada como Tonalita con anfíbol (Figura 27).

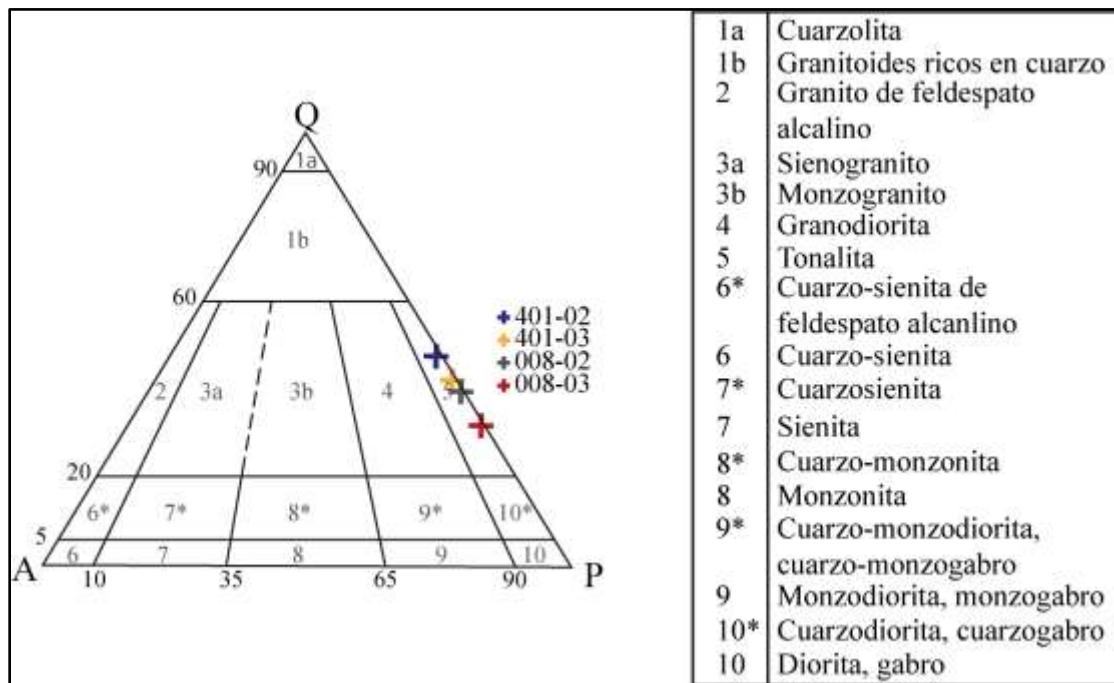


Figura 27. Triángulo QAP de clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1976) para las muestras 008-02, 008-03, 401-02 y 401-03.

Las relaciones texturales de esta litología están definidas principalmente para la interdigitación del cuarzo y la plagioclasa, configurando una textura consertal, de igual manera los cristales de cuarzo entre sí (Figura 29 A, G y H). Ocasionalmente el cuarzo se presenta como vermiculas incluido en la plagioclasa configurando una textura simplectítica (Figura 29 B, C y D). En todas las secciones se encuentran, en mayor o menor medida, texturas pseudomórficas de clorita con titanita y rutilos aciculares (Figura 29 E y F, Figura 28 C y D). En cuanto a la brecha intrusiva de la muestra 401-02 (Figura 28 A y B), presenta un 45,88% de matriz vítrea, 30% de líticos angulares a subredondeados de rocas volcánicas, tonalita o de matriz recrystalizada, 9,41% de clastos angulares de cuarzo, 6,47% de clastos angulares de plagioclasa, 4,12% de carbonato y 4,12% de opacos.

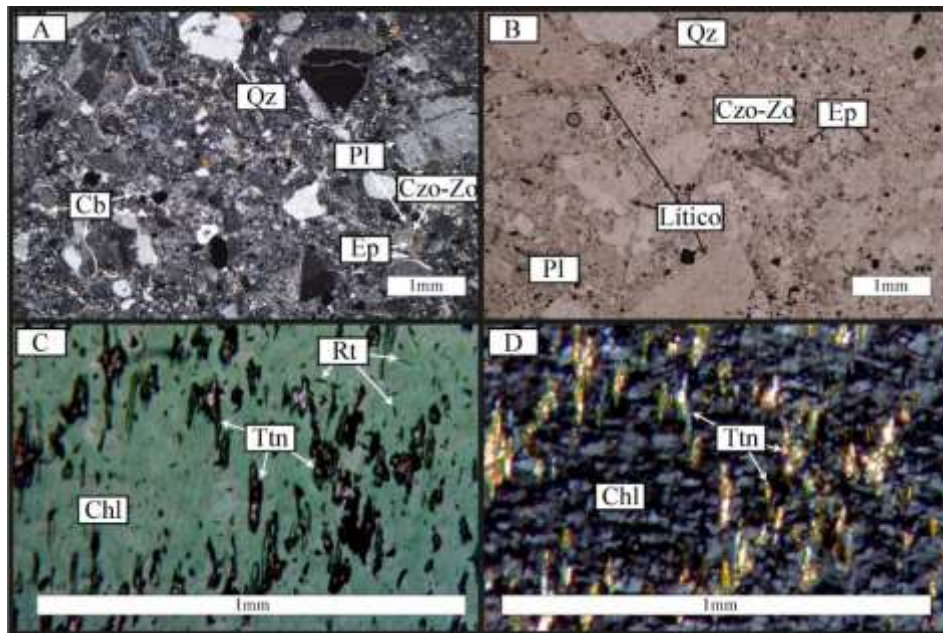


Figura 28. Fotomicrografías de las muestras 008-02 y 401-02. **A:** NX, 4x. Clastos angulares de cristales de cuarzo y plagioclasa en una matriz vítrea, brecha intrusiva de la muestra 401-02. **B:** NII, 4x. Clastos angulares a subredondeados de líticos volcánicos en una matriz vítrea, brecha intrusiva de la muestra 401-02. **C y D:** NII y NX, 10x. Textura pseudomórfica de cloritas con titanita y rutilo acicular, muestra 008-02.

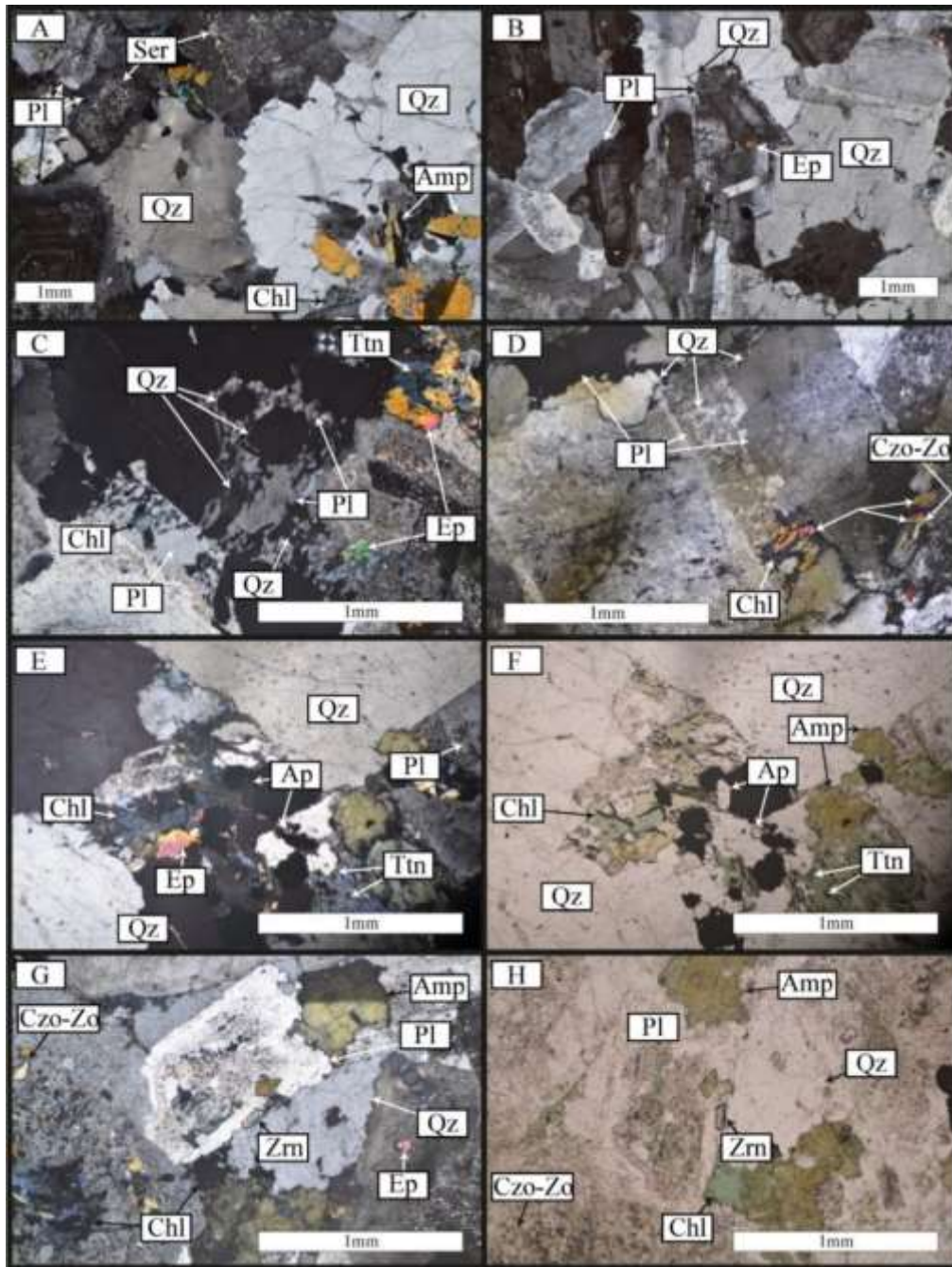


Figura 29. Fotomicrografías de las muestras 008-02, 008-03 y 401-03. **A:** NX, 4x. Textura conseral entre cuarzos y entre cuarzo y plagioclasa zonada, con anfíbol en corte basal con la exfoliación visible, muestra 008-03. **B:** NX, 4x. Plagioclasa presentando textura simplectítica junto con cuarzo, muestra 008-03. **C:** NX, 10x. Textura simplectítica de cuarzo y plagioclasa en la muestra 008-03. **D:** NX, 10x. Textura simplectítica de cuarzo y plagioclasa en la muestra 401-03. **E y F:** NX y NII, 10x. Apatito, muestra 008-02. **G y H:** NX y NII, 10x. Circón, muestra 008-02.

Autolito:

Presenta una textura holocristalina, fanerítica, equigranular, hipidiomórfica, de grano fino a medio (0,15 - 1 mm). Los minerales esenciales están representados por plagioclasa (57,14 Vol%) y cuarzo (6,72 Vol%), y como mineral accesorio anfíbol (27,73 Vol%). Los minerales secundarios de alteración están representados por clorita (5,04 Vol%), epidota (1 Vol%), sericita (1,68 Vol%) y opacos (0,84 Vol%) (Tabla 5).

Tabla 5. Porcentaje modal de los minerales del autolito

Muestra	Esenciales		Accesorios	Secundarios de alteración			
	Pl	Qz	Amp	Chl	Ep	Ser	Opq
008-03	57,14	6,72	27,73	5,04	1	1,68	0,84

El mineral predominante es la **plagioclasa** (Figura 31), se presenta como cristales tabulares generalmente subhedrales, con tamaños que varían de 0,16 a 0,6 mm, incoloros a color crema por alteración (saussurita?), color de interferencia gris de primer orden además de macla tipo albita, polisintética y zonaciones, se suele encontrar incluido en cristales de anfíboles.

El **cuarzo** (Figura 31), se observa anhedral, con tamaños que varían de 0,15 a 0,55 mm, incoloro y sin pleocroísmo, con color de interferencia gris de primer orden, además de extinción ondulante.

El **anfíbol** (Figura 31), se presenta como cristales prismáticos hexagonales generalmente subhedrales a anhedrales, con tamaños que varían de 0,2 a 1 mm, pleocroísmo moderado a fuerte en tonos amarillo a verde y con colores de interferencia de naranja de primer orden a rojo de segundo orden. El ángulo de extinción es oblicuo (15 -

22°) o simétrico en corte basal, y además se reconocen dos direcciones de exfoliación en cortes basales (56° y 124°). Algunos cristales presentan macla simple.

Como minerales secundarios, la **clorita** (Figura 31) generalmente tiene pleocroísmo que varía de amarillo pálido con tonalidad verde a verde, con colores de interferencia azul, marrón y violeta anómalo, con tamaños que varían de 0,15 a 0,4 mm. Se presenta principalmente remplazando los anfíboles parcialmente, acompañada de epidota y de titanita.

La **titanita** (Figura 31) se encuentra junto con clorita, con color café y sin pleocroísmo, con color de interferencia rosado y verde de tercer orden o superior, de relieve moderado a alto, con tamaños menores de 0,1 mm.

La **epidota** (Figura 31) se presenta como cristales anhedrales, con tamaños alrededor de 0,15 mm, casi incolora con una tonalidad verde, en ocasiones con leve pleocroísmo, colores de interferencia naranja, azul, rosado y verde de segundo orden, relieve moderado a alto y extinción oblicua. Se encuentra como mineral de alteración de anfíboles y plagioclasas.

La **sericita** (Figura 31) se encuentra como mineral de alteración de plagioclasas, incolora, color de interferencia amarillo de primer orden y con tamaños menores a 0,1 mm.

Los **minerales opacos** presentan tamaños menores a 0,2 mm y están representados por titanomagnetita, calcopirita y pirita. La asociación de minerales de alteración está representada por clorita, epidota, sericita y minerales opacos.

De acuerdo con la asociación mineralógica y la clasificación de Le Maitre *et al.* (2002), esta litología fue clasificada como Cuarzodiorita con anfíbol (Figura 30).

Diques

Microgabro:

Presenta una textura holocristalina, porfirítica, hipidiomórfica, con una variación en el contenido de fenocristales de 45 a 51,2 Vol%, a veces la matriz siendo reemplazada por epidota y clorita. Los minerales esenciales están representados por plagioclasa (30,8 Vol%), anfíbol (0 – 3 Vol%), y piroxeno totalmente uralitizado (actinolita-tremolita) (11,4 Vol%). Los minerales secundarios de alteración están representados por: epidota (0,9 Vol%), clorita (2,7 Vol%), actinolita-tremolita (11,4 Vol%), sericita (0,2 Vol%), cuarzo (0,2 Vol%) y opacos (2,7 Vol%). Finalmente, como minerales de introducción a modo de venillas epidota (2,3 Vol%), y en la muestra 401-01, carbonatos, actinolita, cuarzo y apatitos (posiblemente xenocristales de las andesitas y dioritas) (Tabla 6).

Tabla 6. Porcentaje modal de los minerales de los microgabros.

Muestra	Esenciales		Secundarios de alteración						Secundarios de introducción
	Pl	Matriz	Chl	Ep	Ser	Act (Px)	Qz	Opq	Ep
401-05	30,8	48,8	2,7	0,9	0,2	11,4	0,2	2,7	2,3

La **plagioclasa** se presenta como fenocristal y microfenocristal (Figura 34 A y C) y también como microlitos (< 0,05 mm) en la matriz. Los cristales son tabulares y varían de anhedral a euhedral, con tamaños entre 0,3 a 2,7 mm. Este mineral es incoloro, con color de interferencia gris de primer orden, con macla de albita, de Carlsbad y polisintética además de zonación.

La **actinolita-tremolita** (Figura 34 A, B, C, D, E y F) es producto de alteración total de piroxenos, tanto de los fenocristales, microfenocristales y microcristales. El hábito de este

mineral es fibroso, remplazando prismas octogonales y cuando se observa como mineral de introducción, el hábito es acicular radial (Figura 34 E y F). Los tamaños se encuentran entre $< 0,1$ y $1,3$ mm, el pleocroísmo varía de amarillo claro a verde, con color de interferencia hasta verde de segundo orden. Algunos presentan macla simple y ocasionalmente están acompañados de clorita y epidota.

El **anfibol** de la muestra 401-01 se presenta como fenocristal de hábito prismático hexagonal, euhedral, con tamaños que varían de $1,5$ mm a $2,5$ mm, el pleocroísmo varía de amarillo a verde, con color de interferencia naranja de segundo orden, con macla simple y alterándose en gran medida a epidota y carbonato.

El **cuarzo** (Figura 34 G y H) se presenta como cristales anhedrales, incoloros y sin pleocroísmo, con tamaños que varían de $0,25$ a $0,8$ mm. Este mineral se observa en forma de venillas y como mineral de introducción por alteración remplazando la matriz (Figura 33).

La **epidota** (Figura 34 A, C, D, G y H) se presenta como mineral de introducción (venillas) y de alteración de plagioclasas y piroxenos, también diseminada en la matriz junto a clorita. Este mineral se presenta en cristales anhedrales, generalmente en agregados, incoloro con variaciones a verde claro, colores de interferencia naranjas, rosados, azules y verdes de segundo orden, además de relieve moderado.

La **clorita** (Figura 34) se presenta como mineral de alteración de piroxenos acompañando la actinolita, también diseminada por la matriz junto con epidota o sola. Este mineral se presenta en cristales anhedrales, con pleocroísmo que varía de verde claro a

amarillo, con colores de interferencia verde, violeta y azul anómalos, y presenta extinción ondulante y relieve moderado.

La **sericita** (Figura 34) se encuentra en forma de cristales aciculares finos ($< 0,1$ mm), incoloros y con color de interferencia amarillo de primer orden. Se presenta como mineral de alteración de las plagioclasas.

Los **carbonatos** (Figura 34 E y F) se encuentran principalmente en venillas como mineral de introducción y como mineral de alteración de los piroxenos y anfíboles, son incoloros y sin pleocroísmo, con colores de interferencia rosados y verdes de tercer orden, de relieve basculante. En la muestra 401-01 se presentan apatitos euhedrales (Figura 34 E y F) acompañando el carbonato y los opacos de la venilla.

La **biotita** (Figura 33) se encuentra como mineral de alteración acompañando el cuarzo en el remplazamiento de la matriz. Este mineral se presenta como cristales laminares anhedrales, con tamaños menores a 0,25 mm, con pleocroísmo que varía de amarillo claro a café, con colores de interferencia rosados, verdes y naranjas de segundo y tercer orden opacados por el color del mineral. Presenta extinción moteada.

Los **minerales opacos** presentan tamaños menores a 0,3 mm y están representados por titanomagnetita, pirita y calcopirita. La asociación de los minerales de alteración está representada por actinolita, epidota, clorita, sericita y minerales opacos; en la muestra 008-06 se presenta biotita, cuarzo y opacos.

De acuerdo con la asociación mineralógica y la clasificación de Le Maitre *et al.* (2002), esta litología fue clasificada como Microgabro (Figura 32)

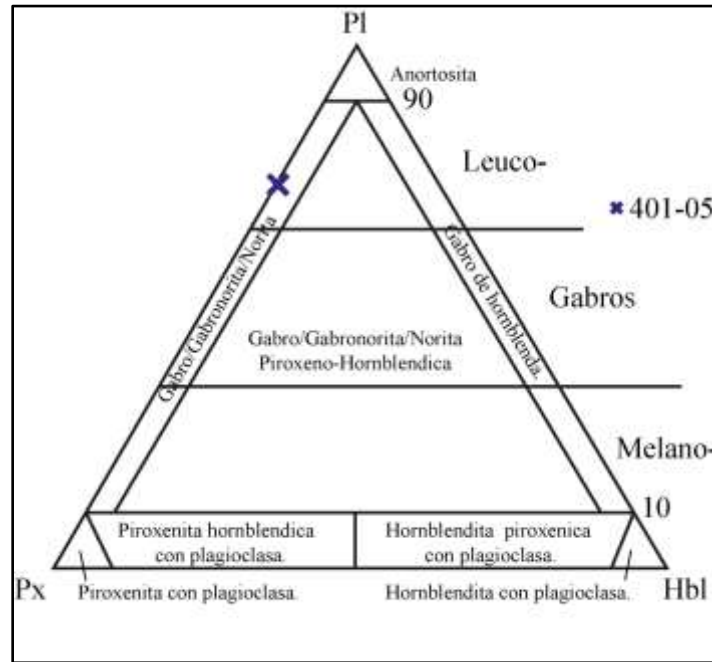


Figura 32. Triángulo de clasificación de rocas gabróicas de Streckeisen (1976) para la muestra 401-05.

La muestra 401-05 presenta cúmulos de piroxenos totalmente uralitizados, donde estos cristales ocasionalmente se observan incluidos en las plagioclasas configurando una textura poiquilítica (Figura 34 C y D). La matriz presenta localmente pseudomorfismo a clorita y epidota. La muestra 401-01 presenta interdigitaciones de plagioclasa con cuarzo generadas por la alteración (Figura 34 G y H). En la muestra 008-06 el cuarzo se presenta reemplazando totalmente la matriz, acompañada de biotita (de alteración) que rellena los espacios entre los cuarzos (Figura 33), también se encuentran cristales aciculares de rutilo en cloritas (Figura 33 E y F) y los fenocristales presentan un pseudomorfismo total de principalmente opacos y en menor medida cuarzo y biotita (Figura 33 A, B, C y D).

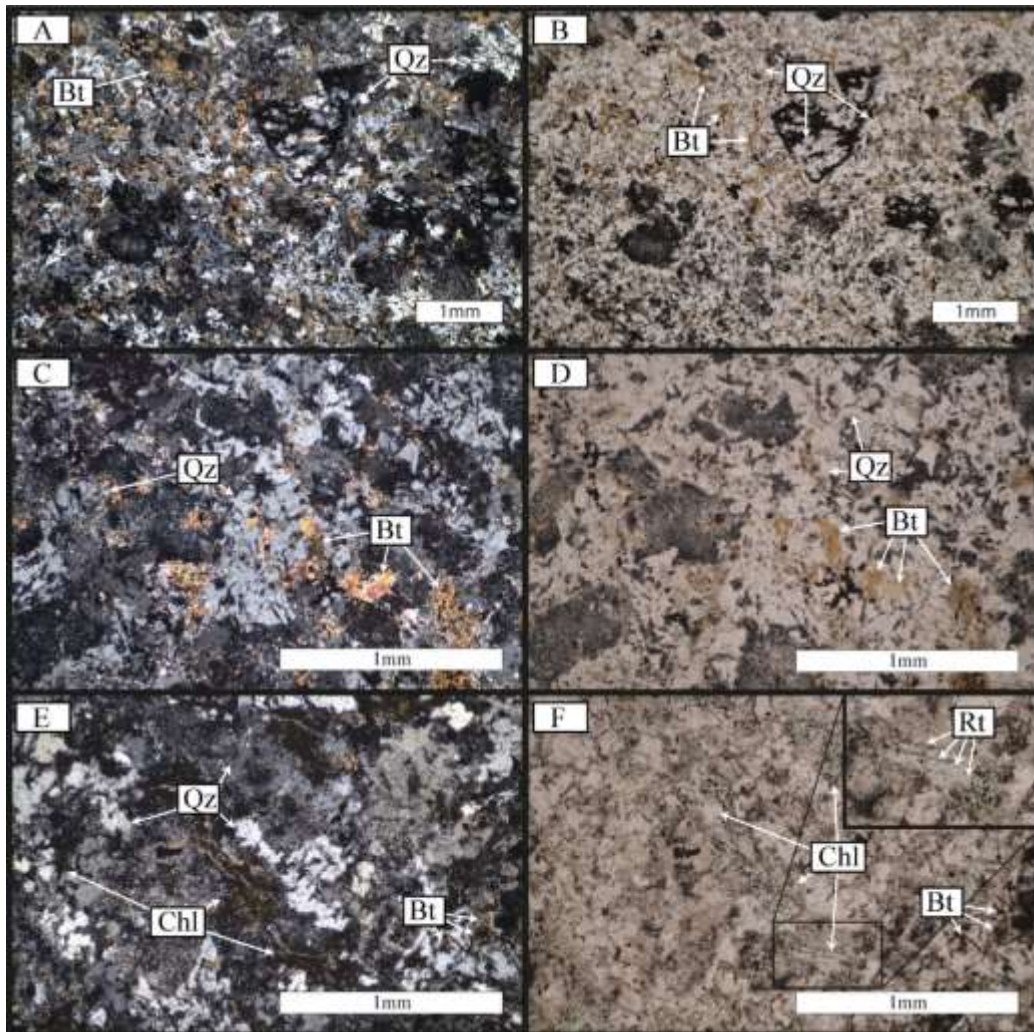


Figura 33. Fotomicrografías de la muestra 008-06. **A y B:** NX y NII, 4x. Asociación mineral general de la muestra, Qz + Bt + Opq. **C y D:** NX y NII, 10x. Biotita secundaria. **E y F:** NX y NII, 10x. Clorita con rutilos aciculares incluidos.

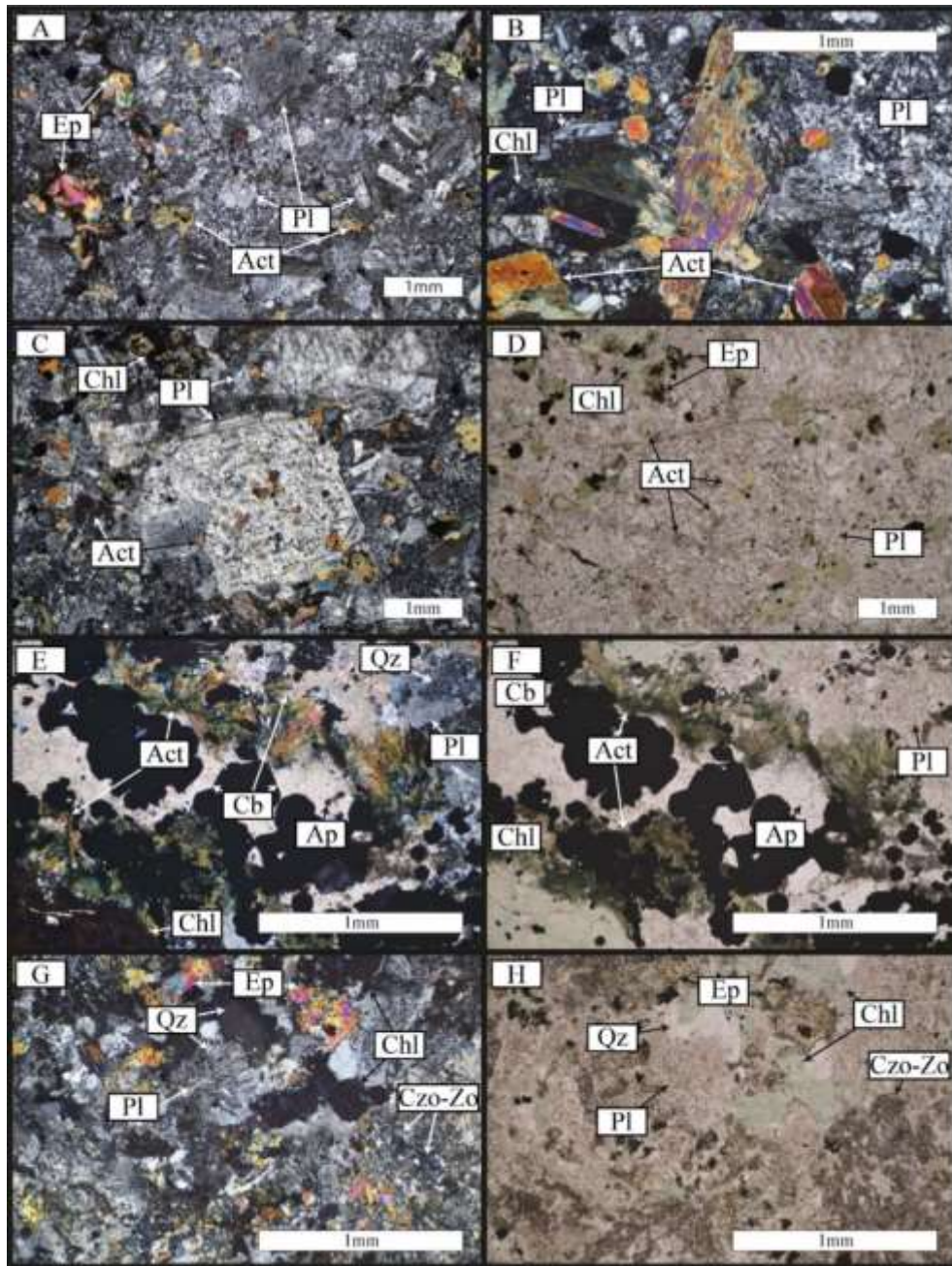


Figura 34. Fotomicrografías de las muestras 401-01 y 401-05. **A:** NX, 4x. Plagioclasa zonada y otras con macla de Carlsbad, muestra 401- 05. **B:** NX, 10x, Piroxeno uralitizado, muestra 401-05. **C y D:** NX y NII, 4x. Textura poikilitica de piroxenos uralitizados en plagioclasa, muestra 401-05. **E y F:** NX y NII, 10x. Venilla de opacos, carbonatos y apatito con actinolita en los bordes, además de texturas de simplécticas de plagioclasa y cuarzo, muestra 401-01. **G y H:** NX y NII, 10x. Textura de simpléctica de plagioclasa y cuarzo, muestra 401-01.

Microcuarzogabro:

Presenta una textura holocristalina media a fina (0,1 – 0,5 mm). Los minerales esenciales están representados por plagioclasa (36,93 – 43,55 Vol%) y cuarzo (5,55 – 5,72 Vol%). Los minerales secundarios de alteración están representados por actinolita-tremolita, (7,5 – 25,09 Vol%), la cual reemplaza totalmente los piroxenos, clorita (16,84 – 24,86 Vol%), epidota (0 – 3,65 Vol%), sericita (0 – 2,19 Vol%), carbonatos (0 – 5,5 Vol%) y opacos (5,73 – 6,58 Vol%). Los minerales secundarios de introducción están representados por carbonatos (0,36 – 1,1 Vol%) y epidota (0,36 – 0,37 Vol%), ambos rellenando venillas. Finalmente, las secciones presentan autolitos (< 3 mm) con minerales secundarios de alteración representados por epidota (1,4 – 5,48 Vol%), cuarzo (0,18 – 0,36 Vol%) y actinolita-tremolita (0 – 0,72 Vol%) (Tabla 7).

Tabla 7. Porcentaje modal de los minerales de los microcuarzogabros.

Muestra	Esenciales		Secundarios de alteración						Secundarios de introducción		Autolitos Secundarios de alteración		
	Pl	Qz	Chl	Ep	Ser	Act	Cb	Opq	Ep	Cb	Ep	Qz	Act
008-01	36,93	5,72	24,86	3,65	2,19	7,5	5,5	6,58	0,37	1,1	5,48	0,18	-
401-04	43,55	5,55	16,84	-	-	25,09	-	5,73	0,36	0,36	1,43	0,36	0,72

La **plagioclasa** (Figura 36), se presenta como cristales de hábitos tabulares anhedrales a euhedrales, también como xenocristales, con tamaños que varían de 0,15 a 0,38 mm, mientras los xenocristales alcanzan hasta 1,8 mm (Figura 36 B y G), color crema por alteración, con color de interferencia gris de primer orden, generalmente con macla albita, polisintética y ocasionalmente Carlsbad. Normalmente se observa alterándose a sericita y saussurita.

El **cuarzo** (Figura 36) se exhibe como cristales anhedrales, con tamaños que varían de 0,1 a 0,5 mm, incoloros y sin pleocroísmo, con color de interferencia gris de primer orden, algunos con extinción ondulante. Se presenta como mineral esencial y como mineral de introducción a manera de venillas, además de presentarse en los autolitos junto con epidota y actinolita-tremolita.

La **actinolita-tremolita** (Figura 36), se presenta como mineral de alteración reemplazando totalmente piroxenos. Este mineral se presenta como cristales generalmente anhedrales, con un hábito fibroso, reemplazando prismas octogonales, mientras que en los autolitos el hábito es acicular, acompañada con cuarzo y epidota. Los tamaños varían de 0,15 mm a 0,35 mm, con pleocroísmo que varía de amarillo con tonalidad verde a verde, y colores de interferencia amarillo y naranja de primer orden hasta azul de segundo orden. Presenta extinción oblicua y relieve moderado, y en ocasiones acompañada de clorita cuando es mineral de alteración.

La **clorita** (Figura 36 A, B, E, F y H), se presenta como cristales anhedrales, con tamaños que varían de 0,2 a 0,5 mm, con pleocroísmo moteado de incoloro a verde pálido y colores de interferencia marrón y azul anómalo. Se encuentra como mineral de alteración de piroxenos junto a actinolita-tremolita.

La **epidota** (Figura 36), se presenta principalmente en agregados de cristales de color verde claro casi incoloro, en ocasiones con leve pleocroísmo, con colores de interferencia rosados, verdes y azules de segundo orden, de relieve moderado. Se presenta principalmente rellenando fracturas, configurando venillas, también alterando

xenocristales y remplazando minerales de los autolitos, y ocasionalmente está acompañada de zoisita-clinozoisita.

La **zoisita-clinozoisita**, se presenta remplazando cristales de los autolitos, generalmente en agregados de cristales anhedrales, es incolora y sin pleocroísmo, con colores de interferencia amarillo de primer orden y azul anómalo, con extinción recta y relieve moderado.

La **sericita**, se presenta como cristales aciculares finos, incoloro y con color de interferencia amarillo de primer orden. Se presenta como mineral de alteración de plagioclasas.

Los **carbonatos** (Figura 36), están en agregados de cristales incoloros y sin pleocroísmo, con color de interferencia rosado de tercer orden o superior y relieve basculante. Se presentan principalmente como venillas y como producto de alteración de plagioclasas y piroxenos.

Los **minerales opacos** presentan tamaños menores a 0,3 mm y están representados por titanomagnetita, pirita y calcopirita. La asociación de minerales de alteración está dada por actinolita, clorita, epidota, sericita, carbonato y minerales opacos.

De acuerdo con la asociación mineralógica y la clasificación de Le Maitre *et al.* (2002), esta litología fue clasificada como Microcuarzogabro (Figura 35).

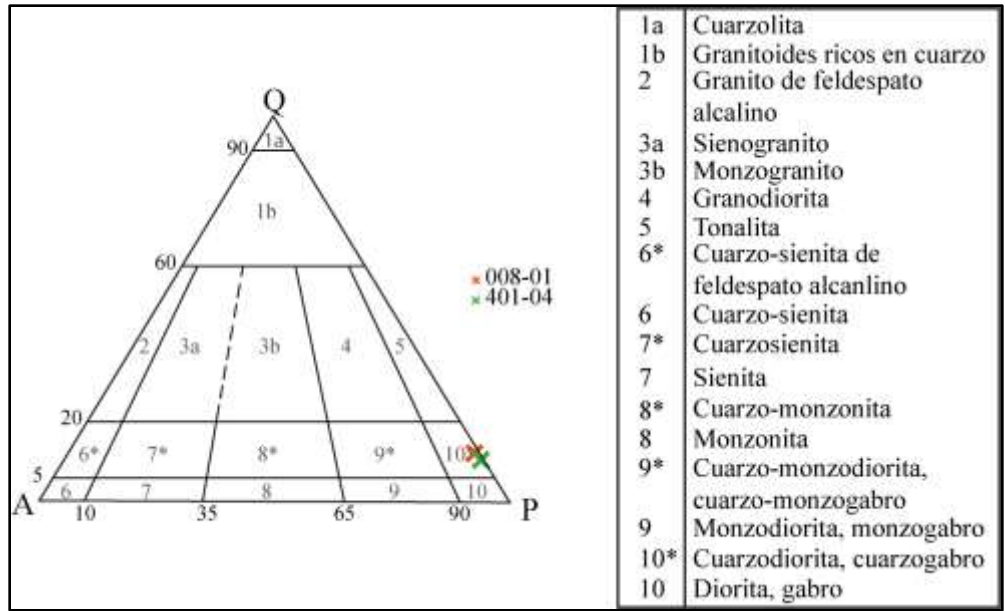


Figura 35. Triángulo QAP de clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1976) para las muestras 008-01 y 401-04.

Los xenocristales presentan seudomorfismo parcial de epidota (Figura 36 B y G), los autolitos, de pequeño tamaño (< 3 mm) (Figura 36 A, C y D) están totalmente alterados y remplazados en epidota, cuarzo y actinolita-tremolita, y ocasionalmente se configura una textura en corona de la actinolita-tremolita alrededor de los autolitos (Figura 36 A, C y D). Adicionalmente, los cristales de piroxeno presentan seudomorfismo total a actinolita-tremolita y clorita (Figura 36 F y H).

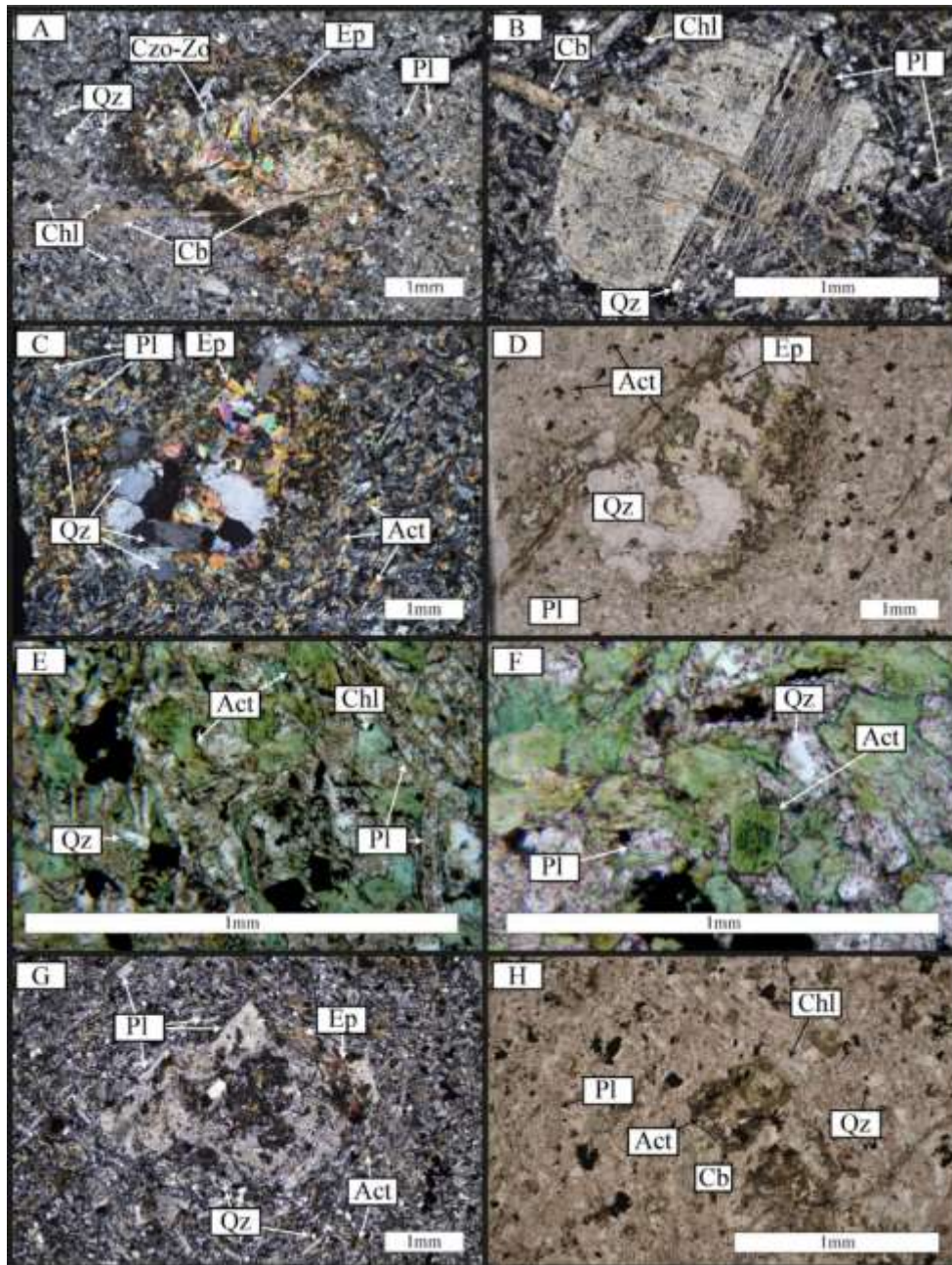


Figura 36. Fotomicrografías de las muestras 008-01 y 401-04. **A:** NX y NII, 4x. Autolito remplazado en epidota, zoisita-clinozoisita, cortado por venillas de carbonatos, muestra 008-01. **B:** NX, 4x. Xenocristal de plagioclasa cortado por una venilla de carbonato, muestra 008-01. **C y D:** NX y NII, 4x. Autolito remplazado en cuarzo, epidota y actinolita, cortado por una venilla de epidota, muestra 401-04. **E:** NII, 10x. Textura general de la muestra 008-01. **F:** NII, 10x. Piroxeno uralitizado a actinolita-tremolita, muestra 401-04. **G:** NX, 4x. Xenocristales de plagioclasa con el núcleo alterado a epidota, muestra 008-01. **H:** NII, 10x. Piroxeno uralitizado a actinolita-tremolita y carbonato, muestra 008-01.

Basaltos con textura porfirítica:

Representadas por las muestras 008-04 y 401-06, donde el grado de cristalinidad es hipohialina e hipocristalina respectivamente. Presentan una textura porfirítica, en una matriz vitrofídica microcristalina. Como mineral principal hay presencia de plagioclasa (14,7 – 28,3 Vol%), como minerales de alteración hay actinolita-tremolita (0 – 22 Vol%), opacos (4,17 – 5 Vol%), carbonatos (0,53 – 2 Vol%), epidota (1,4 – 4,18 Vol%), clorita (0,9 – 1,1 Vol%) y sericita (0 – 0,3 Vol%). Finalmente, como minerales de introducción hay opacos (0 – 0,4 Vol%), epidota (0,5 – 6,15 Vol%), clorita (0 – 0,3 Vol%), carbonato (0,18 – 0,2 Vol%) y cuarzo (0 – 0,2 Vol%) (Tabla 8).

Tabla 8. Porcentaje modal de los minerales de los basaltos porfiríticos.

Muestra	Esenciales		Secundarios de alteración						Secundarios de introducción				Vidrio	
	Pl	Act	Act (Px)	Chl	Ep	Ser	Cb	Opq	Ep	Cb	Qz	Chl		Opq
008-04	28,3	-	-	1,1	1,4	0,3	2	5	0,5	0,2	0,2	0,3	0,4	57,3
401-06	14,7	10,37	11,63	0,9	4,18	-	0,53	4,17	6,15	0,18	-	-	-	47,19

El mineral predominante es la **plagioclasa** (Figura 38), se presenta como fenocristal y como microlito (0,01-0,05 mm). Presentándose como cristales prismáticos subhedrales a euhedrales, incoloros y sin pleocroísmo, de tamaños de varían de 0,9 a 2,2 mm. Presentan macla polisintética y de Carlsbad (Figura 38 A, B y F), con alteración a sericita, epidota, zoisita-clinozoisita y carbonato.

La **actinolita-tremolita** se presenta solo en la muestra 401-06 como cristales aciculares (0,1 - 0,25 mm), reemplazando totalmente los fenocristales de piroxenos (Figura 39), con tamaños que varían de 0,6 a 1,6 mm, con pleocroísmo de amarillo a verde y colores de

interferencia hasta azul de segundo orden, generalmente amarillo y naranja de primer orden.

La **clorita** se presenta como mineral de alteración, remplazando total o parcialmente los piroxenos (Figura 38 E y Figura 39 A, B y C) y como mineral de introducción rellenando venillas, con pleocroísmo leve de amarillo casi incoloro a verde claro casi incoloro, con colores de interferencia marrones y violetas anómalos.

La **epidota** se encuentra principalmente como mineral de introducción configurando venillas (Figura 38 C, D y E) y como mineral de alteración de plagioclasas, de color verde claro sin pleocroísmo, con colores de interferencia rosados, verdes y azules de segundo orden, de relieve moderado.

La **zoisita-clinozoisita** se encuentra principalmente como mineral de introducción configurando venillas, incoloro y sin pleocroísmo, con extinción recta y relieve moderado, se presenta acompañado la epidota.

La **sericita** se encuentra como cristales aciculares, incoloros y sin pleocroísmo, con color de interferencia amarillo de primer orden. Se presenta como mineral de alteración de las plagioclasas.

Los **carbonatos** se encuentran principalmente como agregados de cristales reemplazando la matriz, ocasionalmente como mineral de alteración de plagioclasas y remplazando dos cristales de piroxenos (Figura 38, E), incoloros y sin pleocroísmo, con colores de interferencia rosados de tercer orden o superior, de relieve basculante.

El **cuarzo** se presenta relleno venillas acompañado de epidota, clorita y opacos, como cristales anhedrales, incoloros y sin pleocroísmo, con color de interferencia gris de primer orden.

Los **minerales opacos** presentan tamaños menores a 0,2 mm y están representados por titanomagnetita, pirita y calcopirita. La asociación de minerales de alteración está representada por actinolita, clorita, epidota, sericita, carbonato y minerales opacos.

De acuerdo con la asociación mineralógica y la clasificación de Le Maitre *et al.* (2002), esta litología fue clasificada como Basalto con y sin piroxenos.

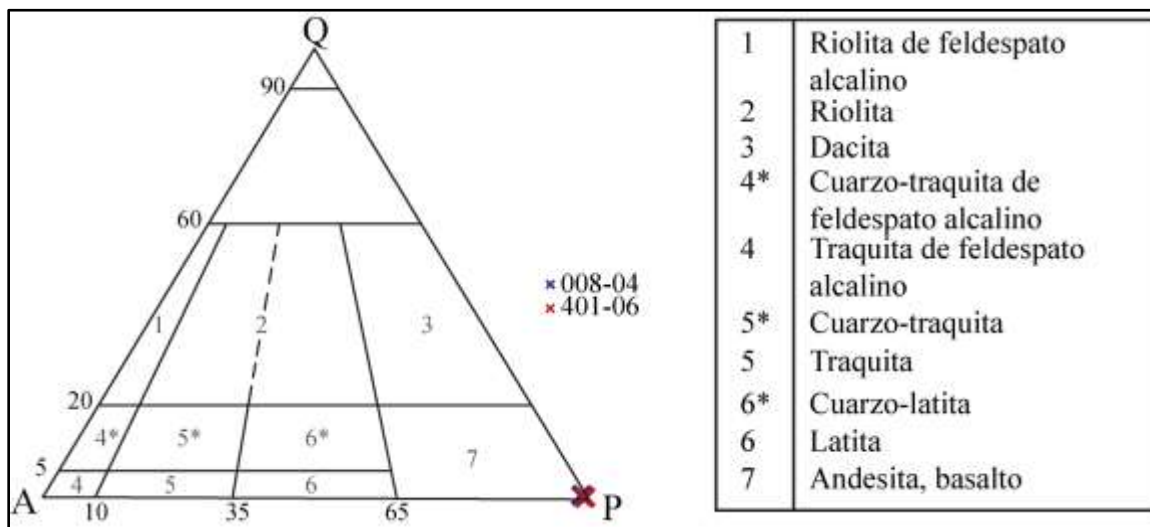


Figura 37. Triángulo QAP de clasificación de rocas volcánicas de Streckeisen (1976) para las muestras 008-04 y 401-06.

En cuanto a las relaciones texturales, algunas plagioclasas de la muestra 008-04 presentan textura sieve (Figura 38 A y B) y textura glomeroporfirica (Figura 38 A, B, C y D). La muestra 401-06 presenta plagioclasas en piroxenos uralitizados, configurando una textura ofítica (Figura 39 A y B), además de texturas cúmulo de piroxeno y plagioclasa (Figura 39 D).

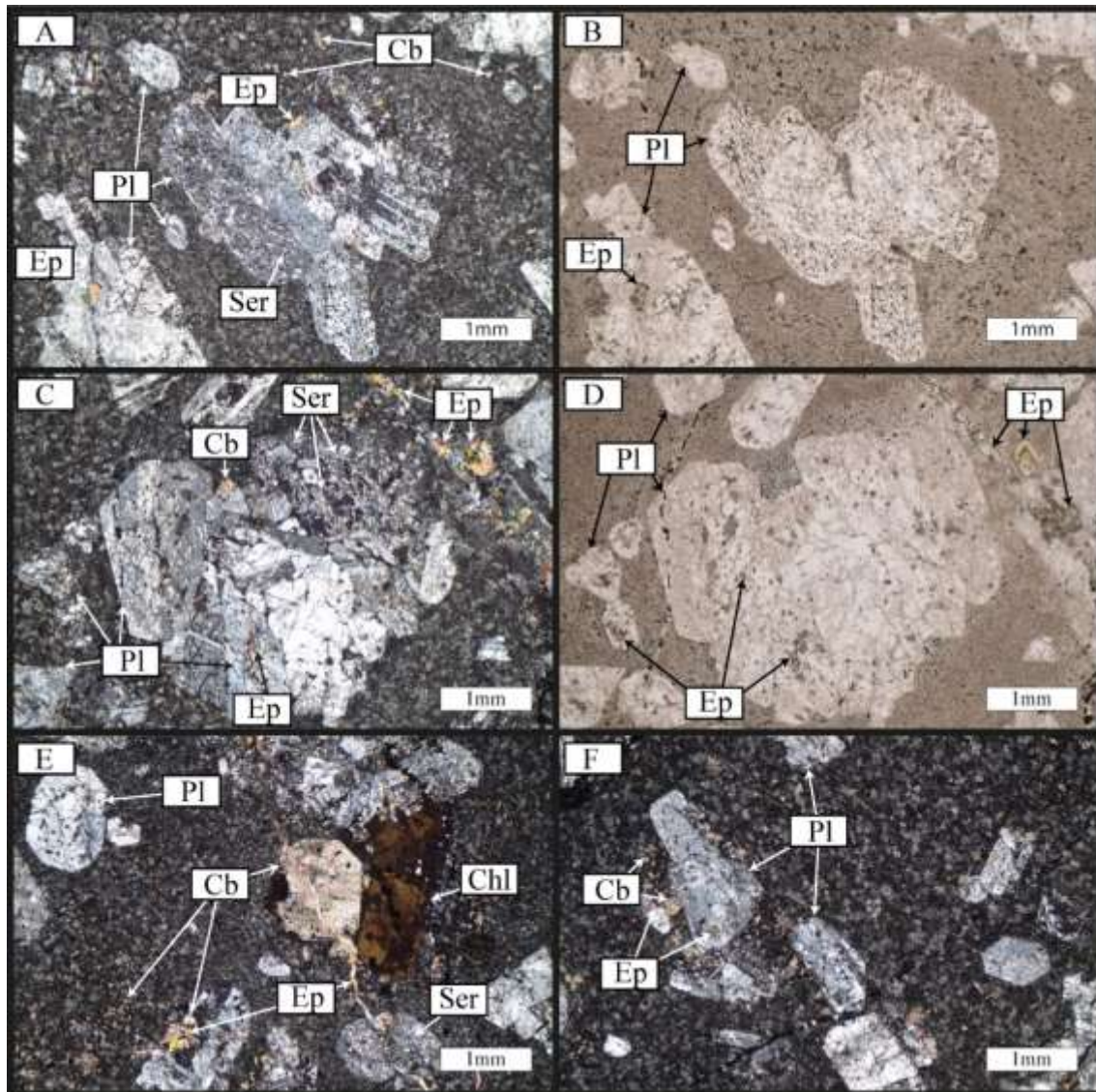


Figura 38. Fotomicrografías de la muestra 008-04. **A y B:** NX y NII, 4x. Plagioclasas con textura sieve y glomerifírica, alterándose a sericita, acompañada de epidota y en la matriz vítrea opacos y carbonatos. **C y D:** NX y NII, 4x. Plagioclasas con textura glomerifírica, alterándose a sericita, acompañada de epidota de introducción y en la matriz vítrea opacos y carbonatos. **E:** NX, 4x. Carbonato pseudomorfo de hábito octogonal. **F:** NX, 4x. Macla polisintética de la plagioclasa.

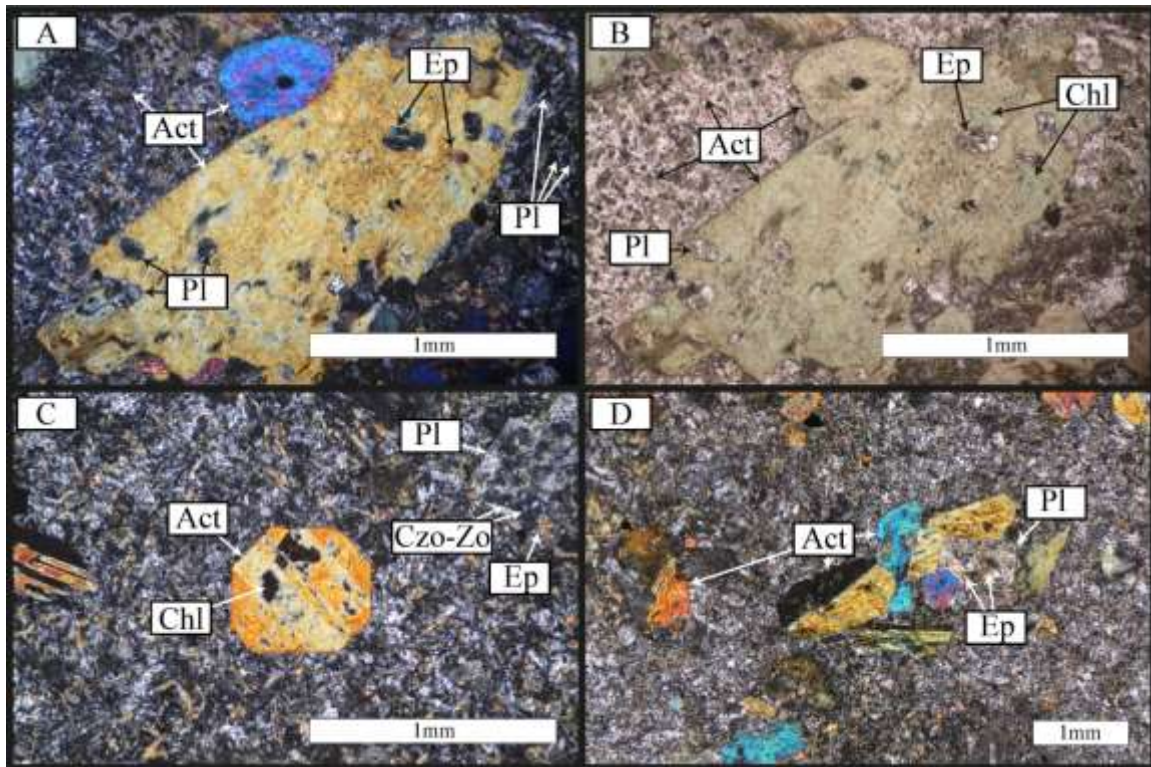


Figura 39. Fotomicrografías de la muestra 401-06. **A y B:** NX y NII, 10x. Textura poiquilítica de plagioclasas en piroxeno uralitizado. **C:** NX, 10x. Piroxeno uralitizado con macla, acompañado de clorita. **D:** NX, 4x. Piroxenos uralitizados con macla, configurando textura cúmulo.

Complejo Intrusivo Buriticá (CIB)

Diorita:

Presenta una textura holocrystalina, fanerítica, inequigranular, hipidiomórfica a idiomórfica, de grano medio (0,8 - 2 mm), donde los minerales esenciales están representados por plagioclasa (65,1 Vol%) y cuarzo (0,18 Vol%), y los minerales accesorios por clinopiroxeno (3,98 Vol%), biotita (3,07 Vol%) y apatito (0,72 Vol%). Los minerales secundarios de alteración están representados por actinolita (13,56 Vol%), opacos (9,95 Vol%), carbonatos (1,63 Vol%), clorita (1,1 Vol%), epidota (0,18 Vol%) y sericita (0,18 Vol%), y como mineral de introducción, opacos (0,36 Vol%) (Tabla 9).

Tabla 9. Porcentaje modal de los minerales de la diorita.

Muestra	Esenciales		Accesorios				Secundarios de alteración					Secundarios de introducción	
	Pl	Qz	Cpx	Bt	Ap	Chl	Ep	Ser	Act	Cb	Opq	Opq	
008-07	65,1	0,18	3,98	3,07	0,72	1,1	0,18	0,18	13,56	1,63	9,95	0,36	

El mineral predominante es la **plagioclasa** (Figura 41), se presenta con hábito tabular, de subhedral a euhedral, con tamaños que varían de 0,8 a 2,5 mm, incoloros y con color de interferencia gris de primer orden, además presentan macla polisintética y zonación (Figura 41 A, C, E y G).

El **cuarzo** se presenta como cristales anhedral, incoloros y con color de interferencia gris de primer orden, con extinción ondulante y tamaños que varían de 0,12 a 1,4 mm. En la muestra 008-05 se presenta como mineral secundario de introducción.

El **clinopiroxeno** (Figura 41) se presenta como cristales primarios octogonales anhedral a euhedral, con tamaños que varían de 0,25 a 1,3 mm, de color verde claro casi incoloro o color crema y sin pleocroísmo, con extinción oblicua (35 - 43°), con color de interferencia gris de primer orden hasta azul de segundo orden. Varios cristales presentan macla simple (Figura 41 C y E) y en general presentan uralitización parcial o total a actinolita- tremolita.

La **biotita** (Figura 41) se presenta como cristales laminares anhedral, con tamaños que varían de 0,3 a 2 mm, con pleocroísmo fuerte de amarillo claro a marrón oscuro. Se exhibe principalmente rellenando espacios entre las otras fases minerales (Figura 41 E y F).

El **apatito** (Figura 41 A, B, C y D) tiene hábito prismático euhedral, con un tamaño inferior a 0,1 mm, de relieve moderado a alto, incoloro y con color de interferencia gris de primer orden, y generalmente se encuentra incluido en biotita.

La **actinolita-tremolita** (Figura 41 A, B, C, D, E y F) es de hábito fibroso, con pleocroísmo moderado de amarillo claro a verde claro y colores de interferencia hasta azul de segundo orden, generalmente amarillo y naranja de primer orden. Se presenta como mineral de alteración parcial o total de los piroxenos.

La **clorita** (Figura 41) se presenta como mineral secundario de alteración de las biotitas principalmente, con pleocroísmo de incoloro a verde muy claro y color de interferencia marrón claro y verde anómalo. En la muestra 008-05 fue posible reconocer clinocloro pseudomorfo con titanita y cristales aciculares muy finos ($< 0,018$ mm) de rutilo incluidos (Figura 41 G y H).

La **titanita**, se presenta como agregados de cristales en los planos de exfoliación de biotitas como producto de la alteración de estas junto con clorita (Figura 41 A, B, G y H), con tamaños menores a 0,1 mm, de relieve alto, con color marrón y colores de interferencia rosa, verde y azul de tercer orden o superior.

Los **carbonatos** (Figura 41) se presentan en agregados de cristales anhedrales, incoloros, con colores de interferencia rosados de tercer orden y de relieve basculante, como mineral de alteración de los piroxenos, también de plagioclasas en la muestra 008-05 (Figura 41 G).

En cuanto a las relaciones texturales, la muestra 008-07 presenta una alineación de las plagioclasas configurando una textura traquitaide (Figura 41 C y D). El pseudomorfismo es común, las biotitas son remplazadas por cloritas, mientras que la titanita precipitó en los planos de exfoliación (Figura 41 A y B). La muestra 008-05 presenta pseudomorfismo de clinocloro con titanita y rutilo acicular (Figura 41 G y H) y los apatitos configuran una textura poiquilítica al estar incluidos en la biotita (Figura 41 E y F).

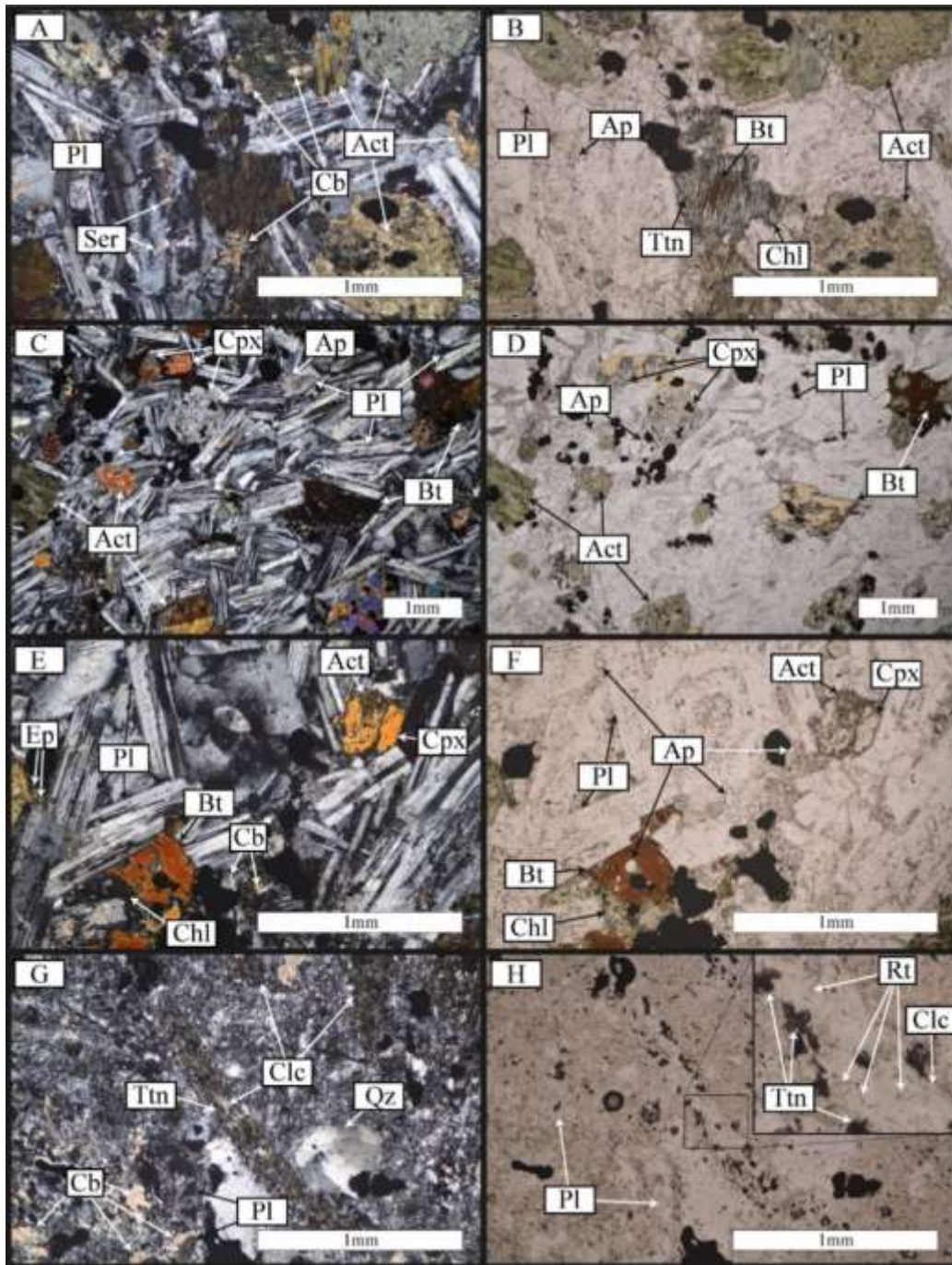


Figura 41. Fotomicrografías de las muestras 008-07 y 008-05. **A y B.** NX y NII, 10x. Textura pseudomórfica de cloritas con titanita partir de biotita, muestra 008-07. **C y D.** NX y NII, 4x. Textura traquitoide de plagioclasas, muestra 008-07. **E y F:** NX y NII, 10x. Apatitos, algunos incluidos en biotitas configurando textura poiquilitica, muestra 008-07. **G y H:** NX y NII, 10x. Clinocloro con titanita y rutilo acicular, además de un remanente de plagioclasa zonada, muestra 008-05.

Andesita:

Esta litología presenta una textura que varía de hipohialina a hipocristalina, porfirítica, con una variación de fenocristales de 27,8 a 71,78 Vol%. Los minerales esenciales están representados por plagioclasa (16,43 – 25,22 Vol%) y cuarzo (0 - 7,65 Vol%), como minerales accesorios, apatito (0,17 – 0,52 Vol%) y zircón (0 – 0,17 Vol%), y como como minerales de alteración, clorita (2,62 – 6,09 Vol%), epidota (5,77 – 7,13 Vol%), opacos (0 – 3,83 Vol%), sericita (0,7 – 2,09 Vol%) y carbonatos (0 – 18,09 Vol%), La matriz vítrea y recristalizada en sectores constituye de un 29,22 a un 72,2 Vol% (Tabla 10).

Tabla 10. Porcentaje modal de los minerales de las andesitas.

Muestra	Esenciales		Accesorios		Secundarios de alteración					Vidrio
	Pl	Qz	Ap	Zrn	Chl	Ep	Ser	Cb	Opq	
401-07	25,22	7,65	0,52	0,17	6,09	7,13	2,09	18,09	3,83	29,22
401-08	16,43	-	0,17	-	2,62	5,77	0,7	-	-	72,2

La **plagioclasa** (Figura 43), tabular, varía de anhedral a subhedral. Es incolora a color crema por alteración, con colores de interferencia gris y amarillo de primer orden, con tamaños de varían de 0,25 a 2 mm y macla de albita. Se presenta como fenocristales, microfenocristales y microcristales.

El **cuarzo** (Figura 43) se encuentra como fenocristales anhedrales, incoloros, con color de interferencia gris de primer orden y extinción ondulante, y tamaños varían de 0,4 a 0,7 mm.

El **apatito** (Figura 43 G y H) se encuentra como microfenocristales primaticos subhedrales a euhedrales, con tamaños que varían de 0,1 a 0,2 mm, incoloros y con color de interferencia gris de primer orden, extinción recta y relieve moderado a alto.

El **circón**, de hábito primático que varía de subhedral a euhedral, tiene tamaños menores a 0,1 mm, es incoloro y sin pleocroísmo, presenta colores de interferencia rosado y verde de tercer orden o superior, con un relieve muy alto, y se presenta como microfenocristal.

La **clorita** (Figura 43 E y F), con pleocroísmo moteado de incoloro a verde claro, colores de interferencia azul y violeta anómalos, se presenta remplazando totalmente cristales hexagonales de biotita (muestra 401-07), acompañada de carbonato y titanita.

La **titanita** (Figura 43 E y F), de color pardo sin pleocroísmo y colores de interferencia verde, azul y rosado de tercer orden o superior, además de relieve alto, se encuentra junto con la clorita como producto de alteración de biotita.

La **epidota** (Figura 43), con color verde claro casi incoloro, colores de interferencia rosado, azul y verde de segundo orden, además de relieve alto, se presenta como mineral de alteración de plagioclasas, en forma de venillas y en algunas ocasiones como pequeños agregados en la matriz.

La **sericita** (Figura 43), de hábito prismático acicular, incolora, y con colores de interferencia amarillo y rojo de primer orden, se presenta como mineral de alteración de plagioclasas.

Los **carbonatos** (Figura 43, C, D, E y F), incoloros, con colores de interferencia de tercer orden y superior, además de relieve basculante, se encuentran remplazando piroxenos totalmente, alterando cristales de plagioclasas, acompañando la clorita y como agregados de cristales en la matriz.

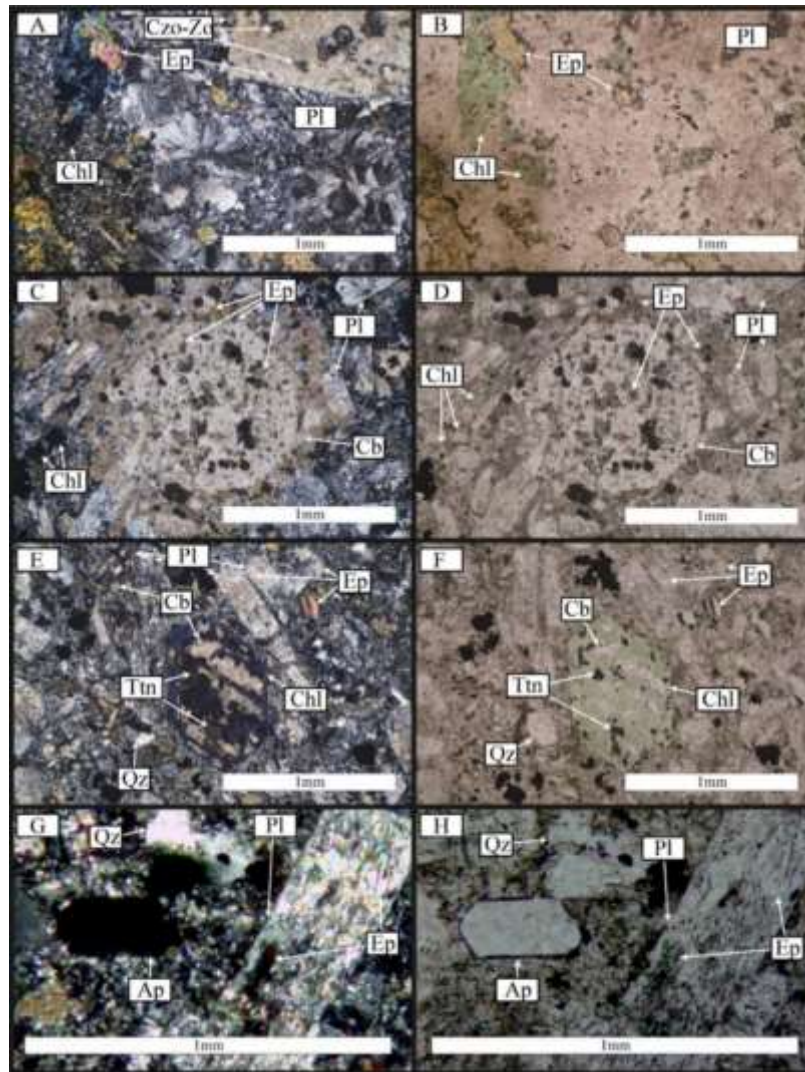


Figura 43. Fotomicrografías de las muestras 401-07 y 401-08. **A y B:** NX y NII, 10x. Textura esferulítica en la matriz de la muestra 401-08. **C y D:** NX y NII, 10x. Carbonato pseudomorfo de un piroxeno, acompañado de cristales de epidota, muestra 401-07. **E y F:** NX y NII, 10x. Clorita con titanita y carbonato pseudomorfo, muestra 401-07. **G y H:** NX y NII, 10x. Apatito, muestra 401-07.

6.3. Litogeoquímica:

Se realizaron seis análisis químicos de roca total, sobre las muestras colectadas a partir de los pozos de perforación determinados en porcentaje de óxidos (%wt) y elementos traza en partes por millón (ppm), distribuidas en dos muestras para la Tonalita de

Buriticá, una para un basalto y una para un microgabro y finalmente dos muestras para las dioritas pertenecientes al Complejo Intrusivo Buriticá (Tabla 11 y Tabla 12). Para esta investigación, también se usaron los datos de 3457 muestras monolíticas de las 7544 muestras suministradas por Zijin Continental Gold. Adicionalmente y con fines comparativos se emplearon los análisis para la Tonalita de Buriticá y el Gabro de Santa Fe de Weber *et al.* (2015), de la Tonalita de Buriticá y la Andesita de Buriticá (CIB) de Lesage (2011) y de la Formación Barroso y las Diabasas de San José de Urama de Rodríguez-García & Arango-Mejía (2013a).

Tabla 11. Listado de muestras con análisis químicos

Muestra química	Litología	Muestra petrográfica
797517	Tonalita	401-03
797518	Microgabro	401-05
797519	Diorita	008-05
797520	Basalto	401-06
797521	Tonalita	008-02
797522	Diorita	008-07

Las rocas que constituyen las tonalitas presentan contenidos de SiO₂ entre 70,2 a 75,7 wt. %, las dioritas presentan variaciones de 50,4 a 50,5 wt. %, el basalto presenta un valor de 55,5 wt. %, el microgabro de 63wt. %. Las variaciones de álcalis (Na₂O+K₂O) respectivamente son 5,03 y 5,5 wt. %, 4,78 y 5,54 wt. %, 3,33 wt. % y 3,89 wt. %. De igual manera los contenidos de MgO son 0,64 y 1,07 wt. %, 2,8 y 3,69 wt. %, 4,42 wt. % y 2,66 wt. % respectivamente. Finalmente los contenidos de Al₂O₃ varían entre 13,75 y 17,05 wt. % para todas las litologías (Tabla 12)

Tabla 12. Datos geoquímicos de roca total y elementos traza para las 6 muestras recolectadas.

Etiqueta	797517	797518	797519	797520	797521	797522
Litología	Tonalita	Microgabro	Diorita	Basalto	Tonalita	Diorita
Pozo	BUSY401	BUSY401	GBUS008D01	BUSY401	GBUS008D01	GBUS008D01
Fe ₂ O ₃	2,74	7,1	8,56	9,33	4,2	9,8
SiO ₂	75,7	63	50,5	55,5	70,2	50,4
Al ₂ O ₃	13,75	16,05	16,4	15,3	14,1	17,15
CaO	3,02	6,49	5,59	7,76	3,68	9,04
K ₂ O	0,89	0,64	2	0,65	0,93	2,54
Na ₂ O	4,61	3,25	2,78	2,68	4,1	3
MgO	0,64	2,66	2,8	4,42	1,07	3,69
TiO ₂	0,18	0,46	0,69	0,49	0,23	0,83
MnO	0,07	0,17	0,16	0,23	0,09	0,18
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,44	0,11	0,04	0,59
LOI	1,29	1,64	8,32	1,54	1,12	2,11
Total	102	101,6	98,41	98,07	99,79	99,56
Zr	141	76	109	51	135	90
Y	13,3	13,7	21	11,2	15,5	22,3
V	25	137	219	215	58	299
Cr	30	50	30	130	40	30
Ce	15,1	10,6	41,9	8,8	13,4	40,7
Nb	4,3	3,4	5,5	2,5	4,2	4,8
Ba	410	290	989	249	229	1200
Ga	10,6	12,6	17,4	12,9	13,2	16,2
Hf	4,4	2,2	3,2	1,6	3,9	2,7
La	7,3	4,7	21,6	4	6	21,9
Lu	0,26	0,26	0,32	0,24	0,35	0,4
Sr	173,5	186,5	590	193	157	1005
Rb	11,8	10,3	36,2	10,5	12,5	39,6
Cs	0,17	0,19	0,79	0,2	0,2	0,44
Ta	0,6	0,5	0,6	0,4	0,6	0,5
Th	1,96	0,58	3,44	0,52	1,22	2,97
U	0,63	0,24	1,61	0,18	0,45	1,28
Sn	<1	<1	3	<1	1	1
W	2	2	3	2	2	3
Gd	2,4	2,22	5,08	2,3	3,03	6,01
Ho	0,49	0,47	0,78	0,47	0,63	0,83
Tb	0,38	0,44	0,78	0,41	0,51	0,76
Yb	1,72	1,58	2,24	1,2	2,05	2,5
Dy	2,53	2,66	4,36	2,36	2,87	4,63
Er	1,42	1,61	2,3	1,63	1,93	2,76
Eu	0,36	0,74	1,38	0,62	0,63	1,73
Nd	7,4	6,2	21,8	5,3	7,7	21,8
Pr	1,69	1,36	4,97	1,3	1,73	5
Sm	2,13	1,91	5,05	2	2,39	5,5
Tm	0,22	0,33	0,41	0,25	0,35	0,42

Considerando que las diferentes litologías a partir de los análisis petrográficos muestran evidencias de alteración hidrotermal, adicional al diagrama TAS de rocas plutónicas de Middlemost (1994), se utilizó el diagrama de Pearce (1996). A partir del diagrama TAS, se observa que todas las rocas son subalcalinas, y las rocas clasificadas petrográficamente como **tonalita con anfíbol** químicamente corresponden a un granito y una granodiorita, la muestra de **basalto** a una andesita basáltica, el **microgabro** a una diorita y finalmente las muestras correspondientes a **diorita** son equivalentes a un gabro alcalino y un monzogabro (Figura 44 A).

De los 3457 análisis proporcionados por la empresa Zijin Continental Gold y debido a la naturaleza del método utilizado (disolución por 4 ácidos) no se dispone de valores de SiO₂ y otros elementos que involucran REE y HFSE, se utilizó la clasificación de Pearce (1996). En esta clasificación se comparan las relaciones Zr/Ti vs Nb/Y, en donde se observa que las muestras de todas las litologías se clasifican en los campos de basaltos, basaltos alcalinos, andesitas y andesitas basálticas (Figura 44 C), mientras que de las rocas clasificadas petrográficamente corresponde químicamente a riolita-dacita (**tonalita con anfíbol**), basalto (**basalto**) y a andesitas basálticas (**microgabro** y **dioritas**) (Figura 44 B).

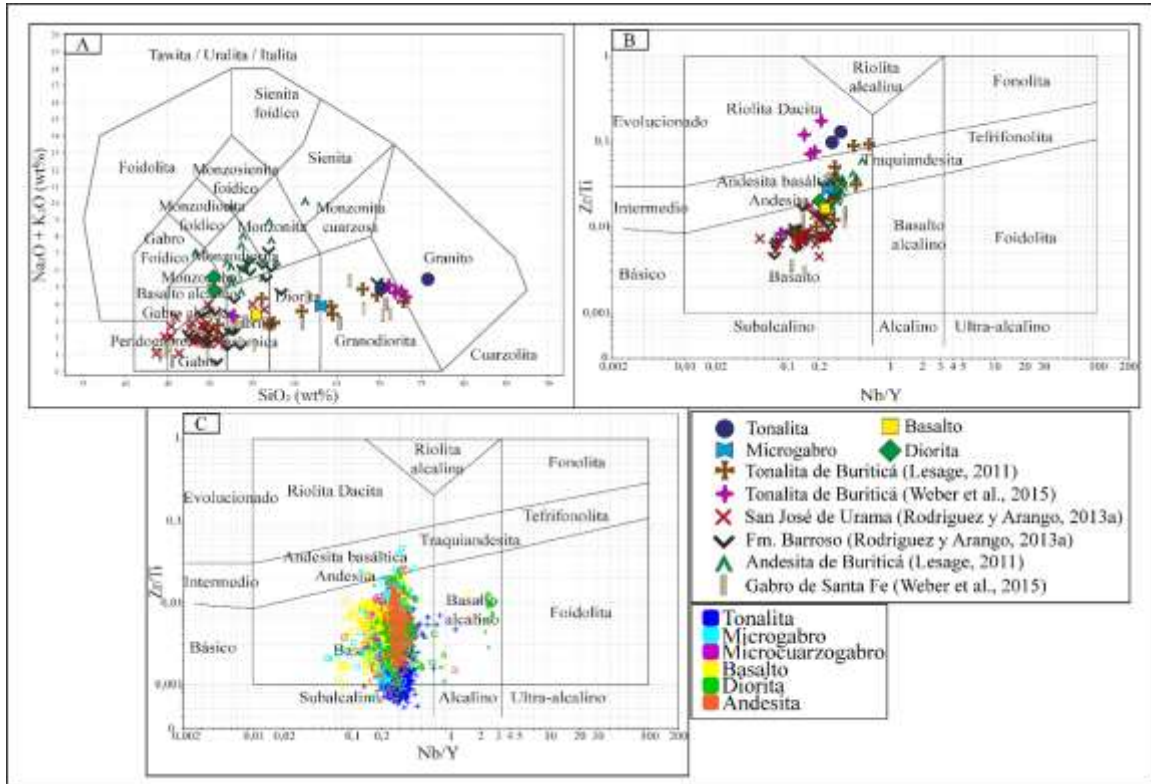


Figura 44. A: Diagrama TAS de rocas plutónicas de Middlemost (1994) de las seis muestras. **B:** Diagrama de clasificación de Pearce (1996) de las seis muestras. **C:** Diagrama de clasificación de Pearce (1996) de los 3457 datos monolitológicos.

En general, existe una correspondencia aproximada entre los datos petrográficos y las clasificaciones químicas para las diferentes litologías. Una vez analizados los óxidos mayores de las seis muestras, se proyectaron diagramas comparativos del Sc y el TiO_2 con respecto a otros elementos relativamente inmóviles, para las 3457 muestras monolitológicas.

Las relaciones de Sc y Ti vs Nb, P, Th, V y Zr, y de acuerdo con la metodología de Halley (2020), permitieron identificar tres grupos composicionales principales que corresponden a: 1) tonalitas, 2) diques máficos y 3) dioritas y andesitas (CIB). El Sc en

comparación con el TiO_2 , P y V, permite ver que el grupo de las tonalitas y el de los diques presentan un comportamiento lineal, con pendientes positivas, sin embargo, con el Th la tendencia es negativa. Para el grupo de las dioritas y andesitas (CIB) se observa una mayor dispersión, con un pequeño grupo de datos que presenta valores superiores de Nb y TiO_2 al resto de las muestras (Figura 45). La comparación del TiO_2 de estos elementos muestra tendencias similares en las litologías correspondientes (Figura 46).

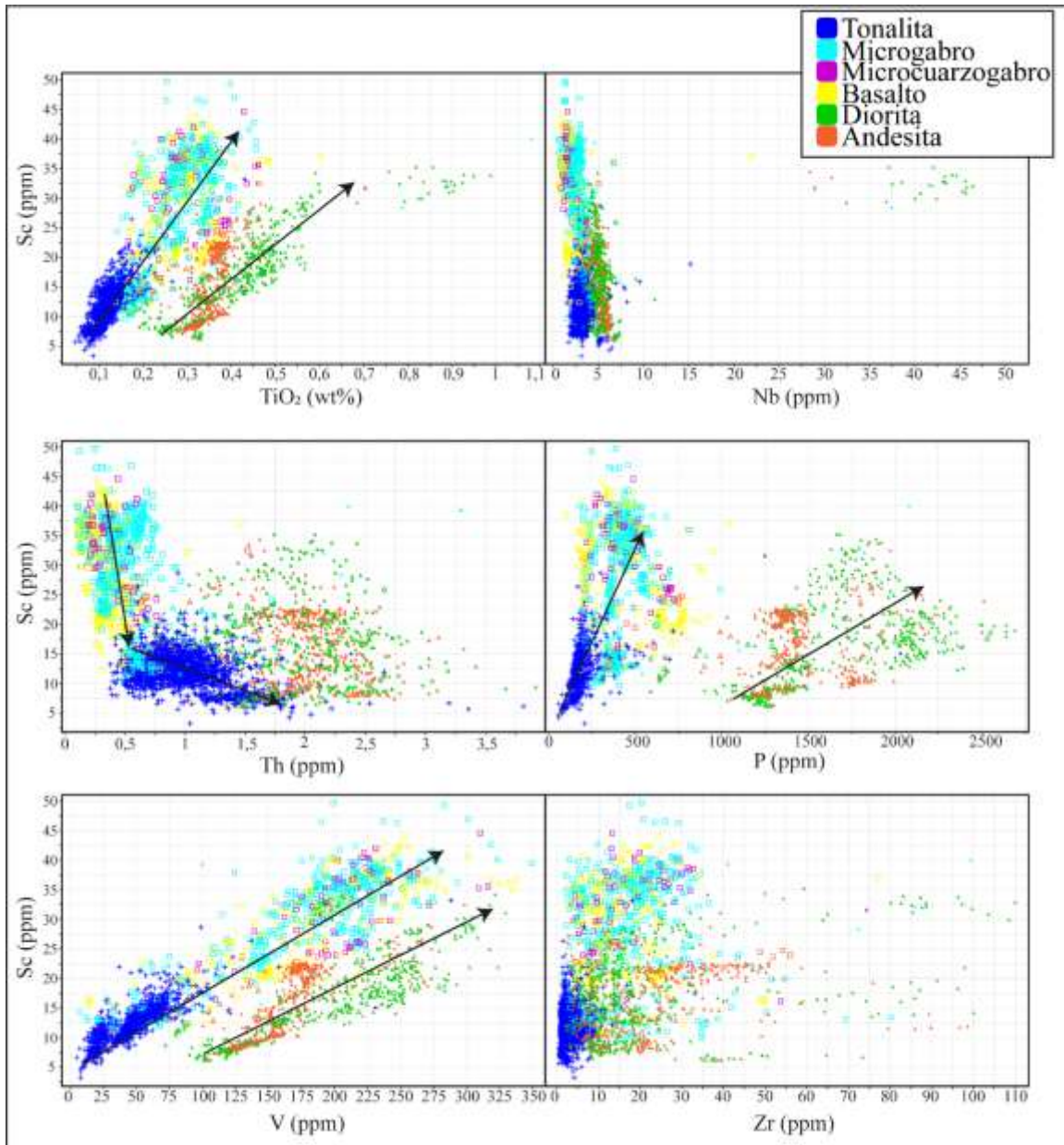


Figura 45. Diagramas de Sc vs TiO₂, Nb, Th, P, V y Zr de los 3457 datos monolitológicos.

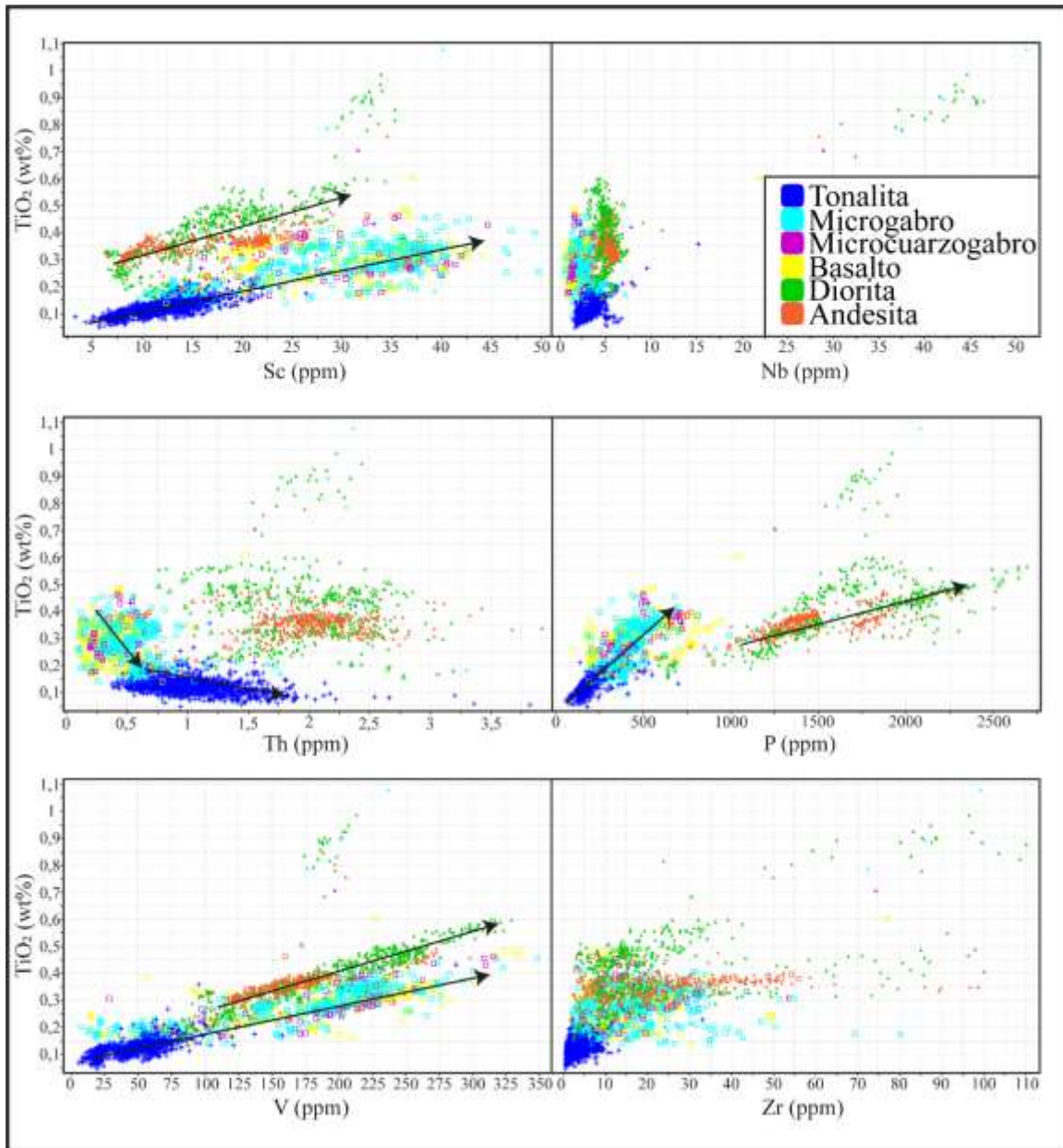


Figura 46. Diagramas de TiO_2 vs Sc, Nb, P, Th, V y Zr de los 3457 datos monolitológicos.

Los diagramas Harker de óxidos mayores vs SiO_2 de las seis muestras analizadas, indican que las muestras de las **tonalitas**, el **basalto** y el **microgabro** forman pendientes negativas en Ti_2O , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 y MgO , y pendiente positiva en Na_2O , respecto al K_2O muestran tendencias relativamente planas. Las **dioritas (CIB)** no muestran tendencias claras debido a la dispersión de los datos, pero si muestran mayores contenidos de K_2O y P_2O_5 que las otras litologías (Figura 47). En los diagramas Harker de óxidos mayores vs MgO de los datos monolitológicos se observa una diferencia en los contenidos de MgO entre las muestras de los diques máficos (Figura 48).

El diagrama de K_2O vs SiO_2 de Le Maitre *et al.* (2002), indica que las **tonalitas**, el **basalto** y el **microgabro** se encuentran en el campo de la serie baja en K, mientras que las **dioritas (CIB)** en la serie alta en K o shonshonítica (Figura 47).

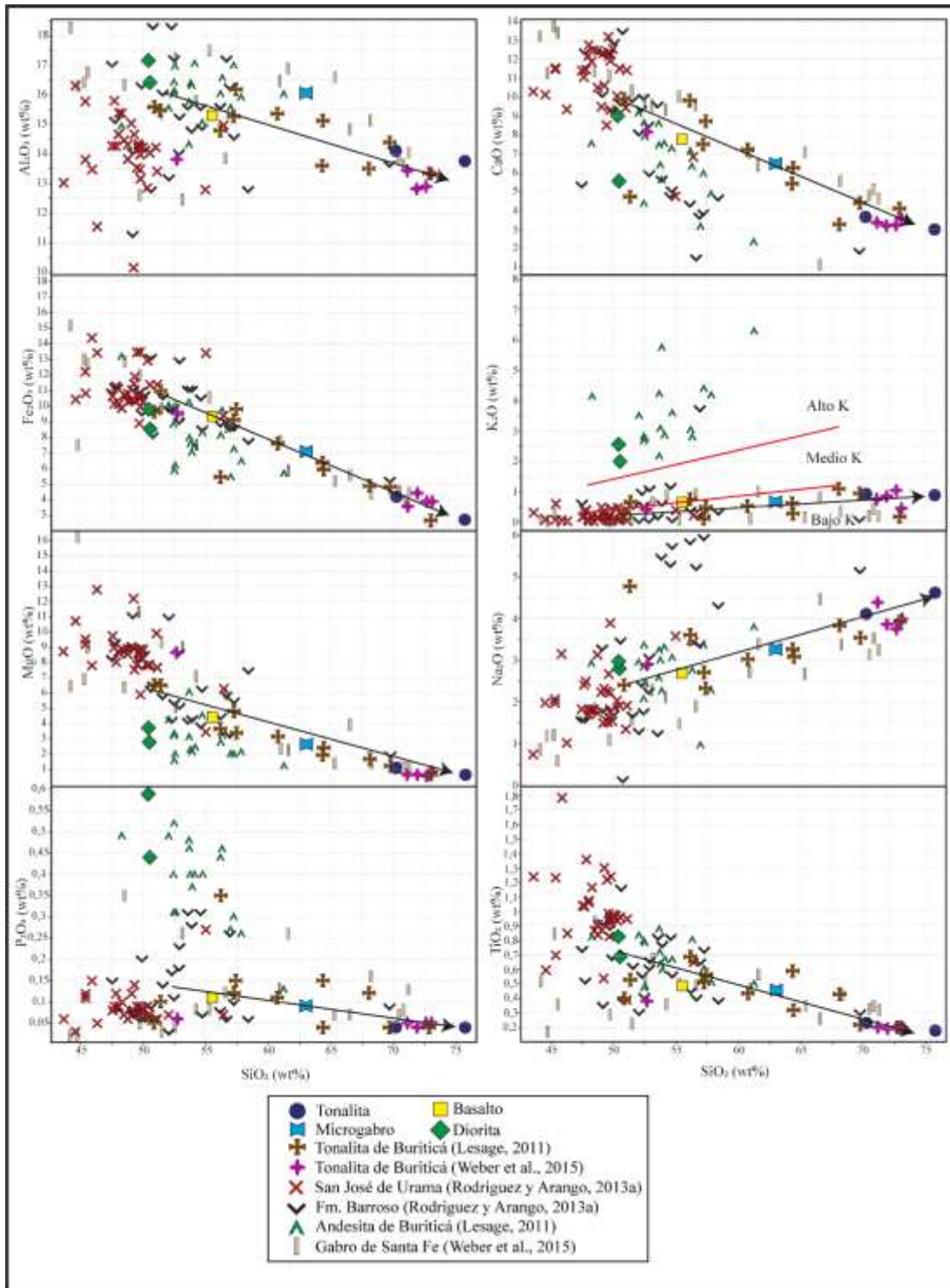


Figura 47. Diagramas Harker vs SiO₂ de las seis muestras y los datos de Lesage (2011), Weber *et al.* (2015) y Rodríguez-García & Arango-Mejía (2013a).

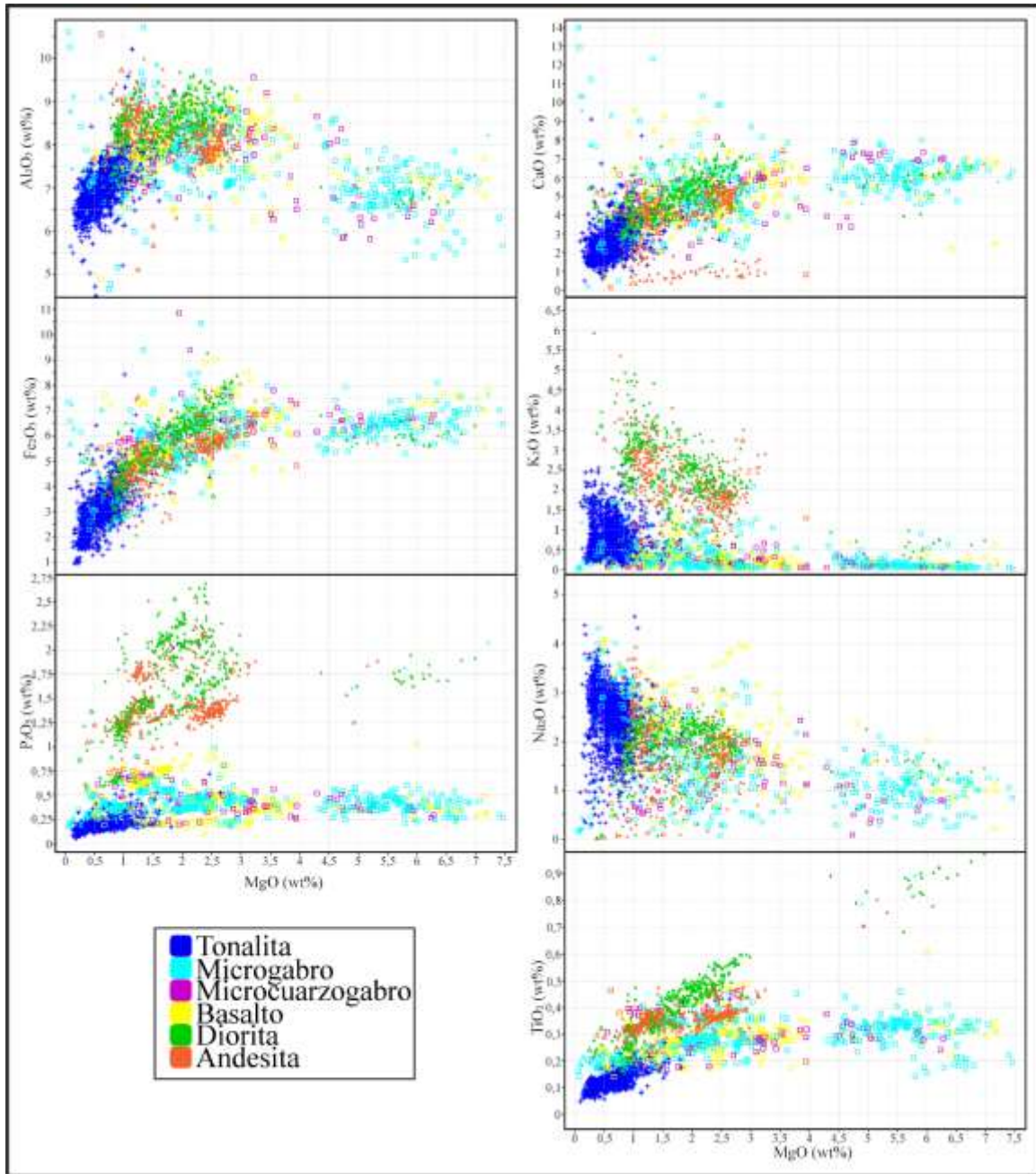


Figura 48. Diagramas Harker vs MgO de los 3457 datos monolitológicos.

El diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) permite ver que las muestras se ubican principalmente siguiendo el límite calcoalcalino-toleítico, donde los diques máficos

muestran una tendencia mayoritariamente toleítica con algunas muestras en el campo calcoalcalino. Las tonalitas se proyectan principalmente en el límite calcoalcalino-toleítico, siguiendo la tendencia de un enriquecimiento en álcalis y finalmente los diques de dioritas y andesitas (CIB) están ubicadas hacia el campo calcoalcalino siguiendo también la tendencia del enriquecimiento en álcalis (Figura 49 B). Las seis muestras analizadas a partir del muestreo de esta investigación se encuentran en el campo calcoalcalino, con tendencia de enriquecimiento en álcalis (Figura 49 A).

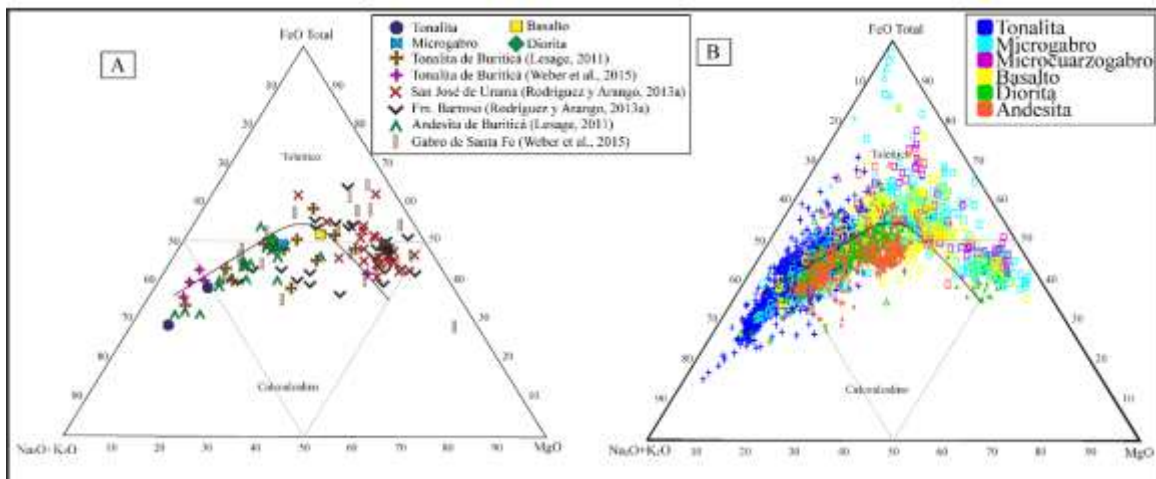


Figura 49. A: Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de las seis muestras. **B:** Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de los 3457 datos.

A partir del diagrama de REE normalizado a condrito de Nakamura (1974) (Figura 50 A) se observa un enriquecimiento para las **tonalitas** de LREE hasta de 20 partes sobre las HREE que tienen una tendencia plana alrededor de las nueve partes, con razones de La/Yb=2,93-4,24. Además ambas muestras presentan anomalía negativa de Eu. Tanto la muestra de **basalto** como la de **microgabro** presentan un enriquecimiento de alrededor de 10 partes para las LREE como para las HREE, generando una tendencia relativamente

plana con pendiente negativa, con razones de $La/Yb=3,33$ para el basalto y de $La/Yb=2,97$ para el microgabro. Finalmente, para las **dioritas (CIB)**, se presentan enriquecimientos de hasta de 80 partes de las LREE sobre las HREE, que finaliza en una tendencia plana levemente superior a las 10 partes, con razones de $La/Yb=8,76-9,64$. En el diagrama multi-elemental normalizado a MORB de Pearce (1983) (Figura 50 B) en todas las muestras en general se observa un enriquecimiento en los LILE con respecto a los HSFE, donde las **tonalitas** están enriquecidas hasta 20 partes y presentan anomalías positivas de Ba, Zr y Hf y negativas de Rb, Nb, P_2O_5 y TiO_2 . El **microgabro** y **basalto** están enriquecidas hasta algo más de 10 partes, presentando anomalías positivas de Ba y Ta y negativas de Rb, Nb y TiO_2 . Finalmente, las **dioritas (CIB)** están enriquecidas hasta 40 partes y presentan anomalías positivas de Ba, Ce y P_2O_5 y negativas de Rb, Nb y TiO_2 .

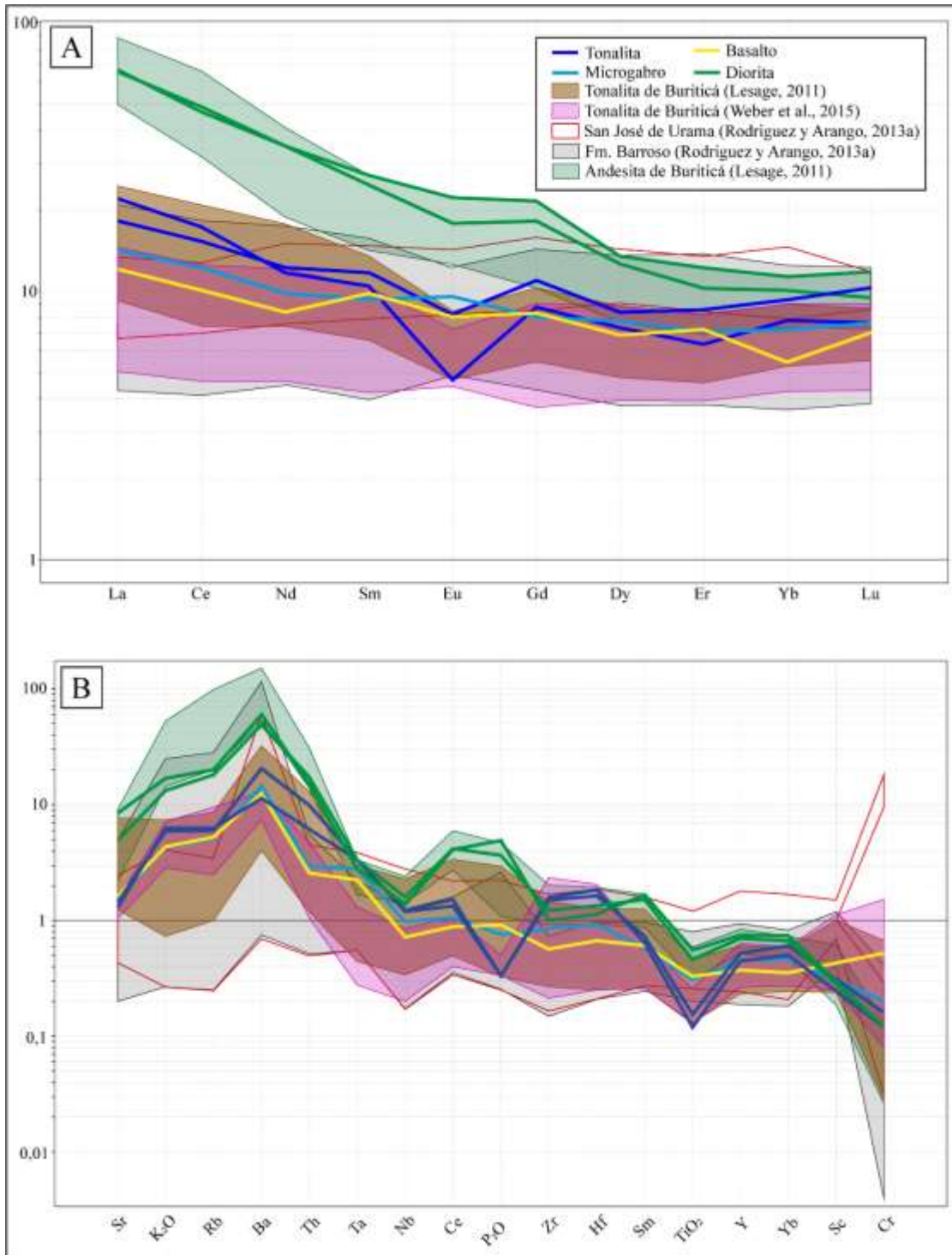


Figura 50. Diagramas de las seis muestras. **A:** Diagrama de REE normalizado a condrito, de Nakamura (1974). **B:** Diagrama multielemental normalizado a MORB, de Parce (1983).

Los gráficos de Sr/Y vs Y de Defant & Drummond (1990) muestran que la gran mayoría de los datos de las **tonalitas** se encuentran agrupados por fuera de los límites de los campos de rocas tipo adakita y las rocas normales de arco presentando valores entre 7,5 y 17 ppm de Y, con la concentración de puntos entre 10 y 12 ppm de Y, además de relaciones de Sr/Y entre 5 y 25, con la concentración de puntos entre 10 y 17. Los **basaltos** y **microgabros** presentan un comportamiento similar al de las tonalitas pero con un rango mayor en la relación de Sr/Y, la cual varía de 5 a 50, teniendo la concentración de datos entre 15 a 20. Por otra parte, las **dioritas y andesitas (CIB)** se presentan más dispersas pero con la mayoría de los datos en el campo de rocas normales de arco, cerca del campo de adakitas, con valores entre 11 y 23 ppm de Y, con una concentración de datos entre 17 y 20 ppm de Y, con relaciones de Sr/Y de 5 a 70 y una concentración de datos entre 30 y 45 (Figura 51 B). Las seis muestras de esta investigación presentan comportamientos similares al resto de los datos en sus respectivas litologías (Figura 51 A).

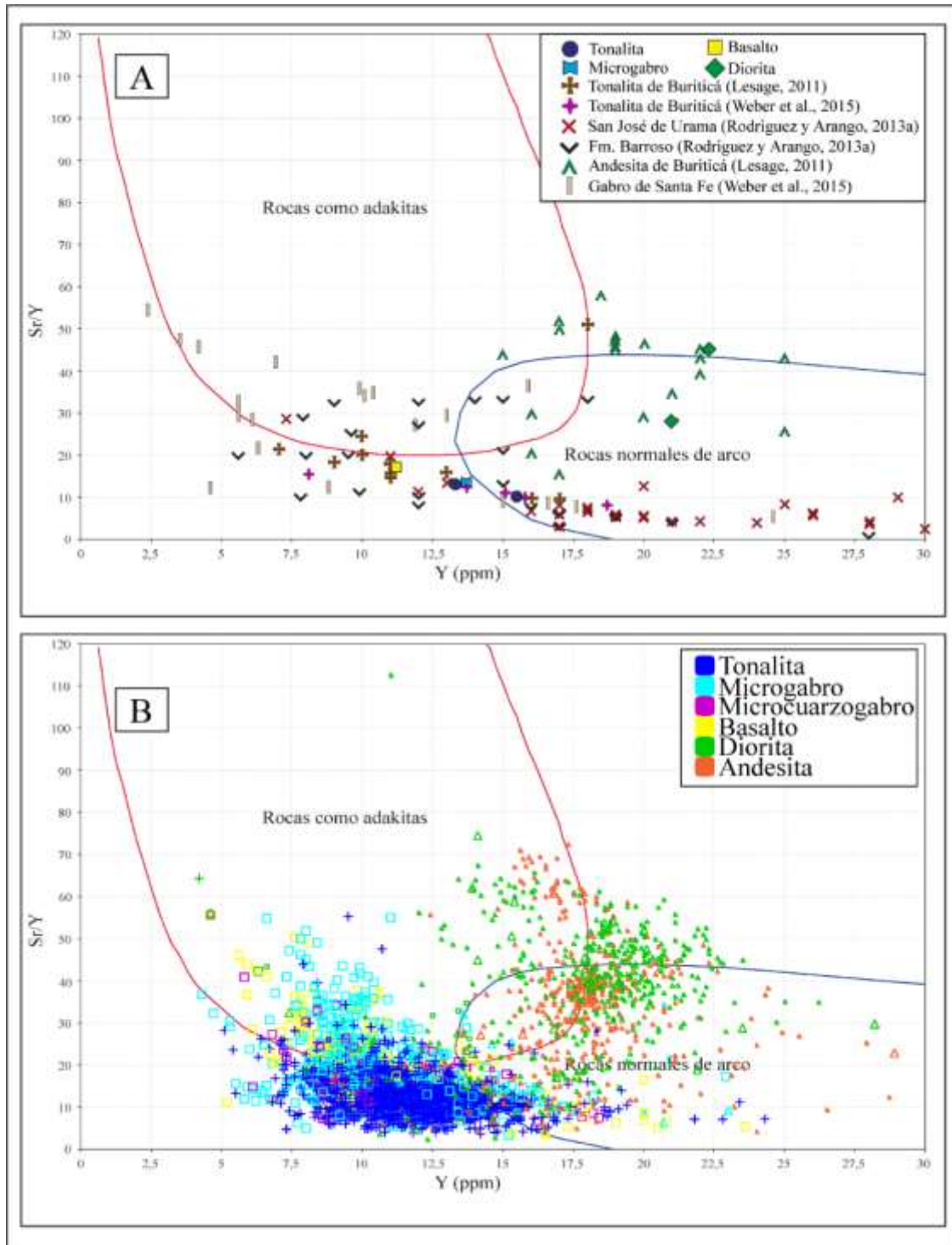


Figura 51. A: Gráfico de Sr/Y vs Y de Defant & Drummond (1990) de las seis muestras. **B:** Gráfico de Sr/Y vs Y de Defant & Drummond (1990) de los 3457 datos.

En el diagrama de discriminación tectónica de Pearce (2008) (Th/Yb vs Nb/Yb), las seis muestras se ubican principalmente en la intersección de arcos de islas y arcos continentales, sin embargo, las muestras de **basalto** y **microgabro** se presentan entre el campo de E-MORB y la intersección de los campos de arcos, estando más cerca de estos (Figura 52 C). El diagrama Th-Hf-Ta de Wood (1980) muestra que el **basalto** y **microgabro** se encuentran en el campo de los basaltos toleíticos intraplaca E-MORB (E-MORB WPT) junto con una muestra de **tonalita** (797521), mientras que la otra muestra de **tonalita** (797517) se encuentra en el campo de los basaltos de arcos de volcánicos calcoalcalinos (VAB CAB) cerca del límite con los basaltos de arcos de islas toleítico (VAB IAT). Finalmente, las **dioritas (CIB)** se encuentran en el campo de basaltos de arcos volcánicos calcoalcalinos (VAB CAB) (Figura 52 A), mientras los 3457 datos se localizan hacia el vértice de Th con valores muy bajos de Hf (Figura 52 B).

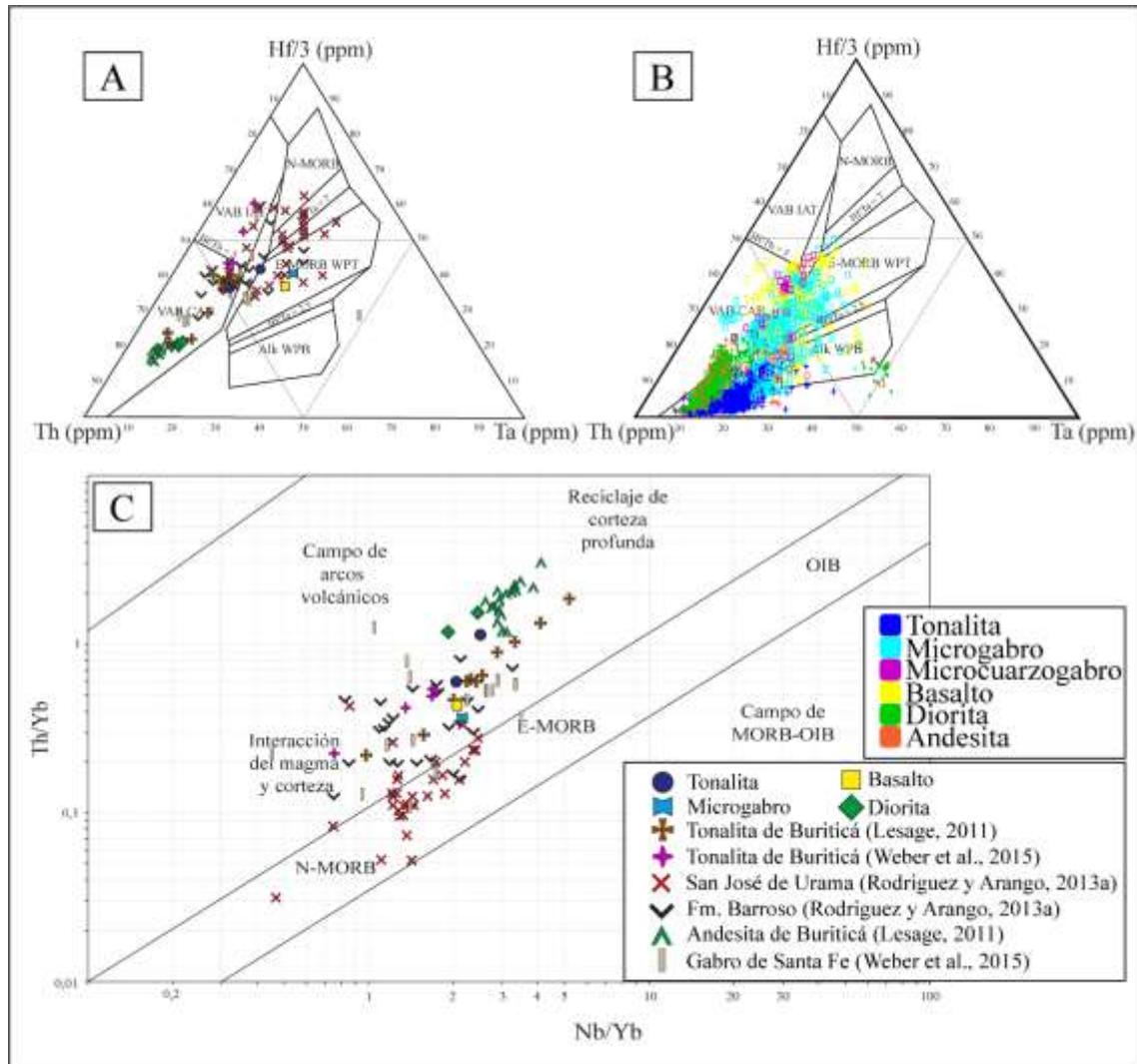


Figura 52. A: Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) de las seis muestras. **B:** Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) de los 3457 datos monolíticos. **C:** Diagrama de discriminación tectónica de Pearce (2008) de las seis muestras. Abreviaturas: VAB, Basaltos de Arcos volcánicos; IAT, Toleítas de Arcos volcánicos; CAB, Basaltos calcoalcalinos; WPT, Toleítas intraplaca; WPB, Basaltos intraplaca.

7. Discusión y análisis de resultados

De acuerdo con los resultados obtenidos en este trabajo, se definió que la Tonalita de Buriticá como un cuerpo ácido (Tonalítico) cortado por diques máficos y dioríticos, donde los tipos de contactos corresponden a contactos intrusivos e intrusivos planares (Figura 17 A, E, G, H e I; Figura 18). La secuencia de eventos corresponde en primer lugar al emplazamiento de la tonalita, que después es cortada por diques gabroicos y basálticos, y todo este conjunto es finalmente intruido por diques de composición diorítica y andesítica, correspondiente al Complejo Intrusivo Buriticá (Figura 17 y Figura 18). Esta última y de acuerdo con Lesage (2011), sería la causante de la alteración hidrotermal y formación de brechas al momento de su emplazamiento.

Las características petrográficas permitieron clasificar las rocas de la Tonalita de Buriticá como tonalitas con anfíboles y cuarzodiorita con anfíboles (autolito) (Figura 27 y Figura 30). Las relaciones texturales sugieren la siguiente secuencia de cristalización para la tonalita $Zrn \pm Ap \rightarrow Pl + Amp \rightarrow Qz \pm Bt$, y para el autolito $Pl \rightarrow Amp \rightarrow Qz$. Los diques máficos se clasificaron petrográficamente como microgabros, microcuarzogabros y basaltos con y sin piroxenos (Figura 32, Figura 35 y Figura 37). La secuencia de cristalización inferida para los microgabros es $Px \rightarrow Pl \pm Amp$, para los microcuarzogabros es $Pl + Px \rightarrow Qz$ y para los basaltos $Pl \rightarrow \pm Px$. Las relaciones texturales (tamaño de los cristales), indican por lo menos dos etapas de cristalización, una etapa inicial profunda con enfriamiento lento, de baja nucleación y mayor crecimiento de cristales (fenocristales) y una segunda etapa somera de alta nucleación y poco crecimiento de los cristales (microcristales) dando como resultado rocas de textura porfírica (Castro-Dorado, 2015). La clasificación para

las rocas pertenecientes al Complejo Intrusivo Buriticá se pueden separar en dos grupos, los cuales corresponden con dioritas con piroxenos (Figura 40) con una secuencia de cristalización inferida corresponde a $Ap \rightarrow Cpx + Pl \rightarrow Bt$, y andesitas con y sin piroxenos (Figura 42) con una secuencia de cristalización representada por $\pm Zrn + Ap \rightarrow Pl \pm Px \rightarrow \pm Qz \pm Bt$. Parte de estas litologías también presentan una textura porfirítica, lo que también representa para este grupo de rocas una etapa inicial cristalización profunda, enfriamiento lento, baja nucleación y mayor crecimiento de cristales (textura fanerítica y fenocristales en puntos más someros), y una segunda etapa aún más somera en las periferias del cuerpo, con alta nucleación y poco crecimiento de los cristales (microcristales) que en algún punto logró generar vidrio (Castro-Dorado, 2015).

A partir de los seis análisis químicos realizados en esta investigación, las rocas de la Tonalita de Buriticá fueron clasificadas según el diagrama TAS como granodiorita y granito, no obstante, y debido a la presencia de alteración hidrotermal, también se utilizó el diagrama de Pearce (1996), el cual utiliza las relaciones Nb/Y vs Zr/Ti, elementos considerados inmóviles, donde las rocas se clasifican como riolitas y dacitas. A partir de las mismas consideraciones, los diques máficos fueron clasificados según el diagrama TAS como dioritas y de acuerdo el diagrama de Pearce (1996), como andesitas basálticas. Las rocas del Complejo Intrusivo Buriticá fueron clasificadas como monzogabro y basalto alcalino (diagrama TAS) y como andesita y andesita basáltica según el diagrama de Pearce (1996).

Para los 3457 datos químicos proporcionados por la empresa Zijin Continental Gold, obtenidos de sus campañas de exploración, los cuales no incluyen valores de SiO_2 , fue

utilizado el diagrama de Pearce (1996) en donde las rocas pertenecientes a la Tonalita de Buriticá fueron clasificadas como basaltos, los diques máficos como basaltos, andesitas basálticas y basaltos alcalinos, y el Complejo Intrusivo Buriticá como, basalto, basalto alcalino y Andesita (Figura 44).

Las diferencias entre la clasificación petrográfica, la clasificación química de las seis muestras de esta investigación y los datos químicos proporcionados por la empresa (Figura 44), se debe posiblemente al método de preparación de las muestras para el análisis químico (ver capítulo Metodología). El método de preparación para las 7544 muestras utiliza la digestión por cuatro ácidos, que de acuerdo con Halley (2020), la mayor parte de las veces no disuelve completamente los circones, y en consecuencia el zirconio y el hafnio no son liberados en su totalidad (Figura 53). El diagrama de Pearce (1996) y el de discriminación tectónica de (Wood, 1980) utilizan el zirconio y el hafnio respectivamente como elementos para clasificación y discriminación tectónica ya que además de ser inmóviles, un aumento de estos son indicadores del grado de diferenciación de un fundido (Rollinson & Pease, 2021). Teniendo en cuenta lo anterior, las interpretaciones de esta investigación se realizarán teniendo en cuenta las clasificaciones petrográficas, los seis análisis químicos reportados aquí y la asociación de estos a partir de la separación de tendencias (grupos) de acuerdo con el diagrama de Halley (2020) que utiliza las relaciones de Sc vs Th, Ti, Nb y V (Figura 45 y Figura 46).

Teniendo claras las relaciones de corte entre las distintas litologías, clasificadas modalmente, y ante la ausencia de dataciones en algunas de las litologías descritas, la relación La vs Ce (Largo, 2018), permitió correlacionar a las tonalitas, basaltos y

microgabros con otras formaciones cretácicas aledañas (formaciones Barroso, San José de Urama y Gabro de Santa Fe), arrojando valores de $La < 12$ y $Ce < 25$, mientras que las rocas correspondientes al Complejo Intrusivo de Buriticá (dioritas/andesitas) se caracterizan por presentar valores superiores al intervalo (Figura 54).

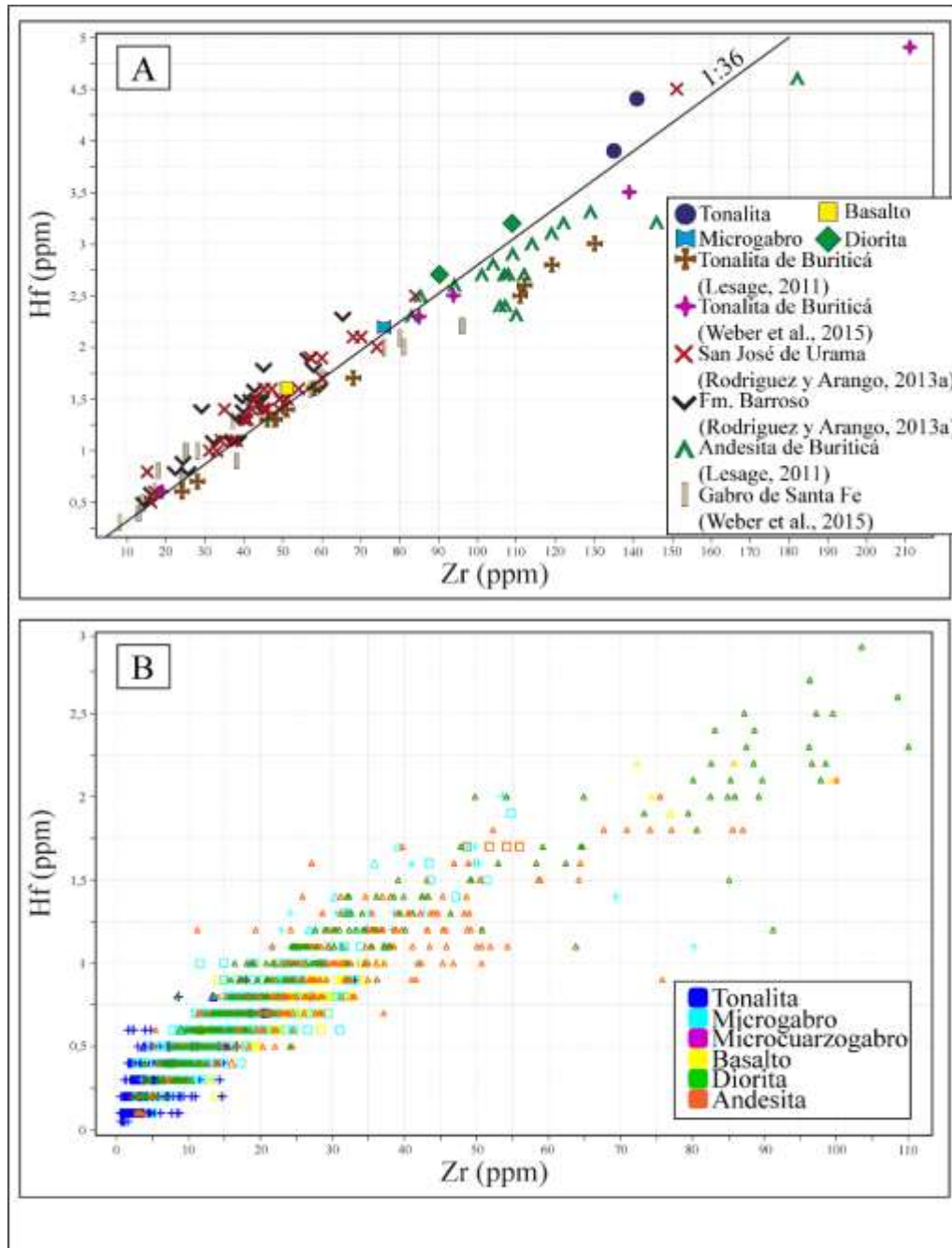


Figura 53. A: Diagrama de Hf vs Zr de las seis muestras. B: Diagrama de Hf vs Zr de los 3457 datos monolitológicos.

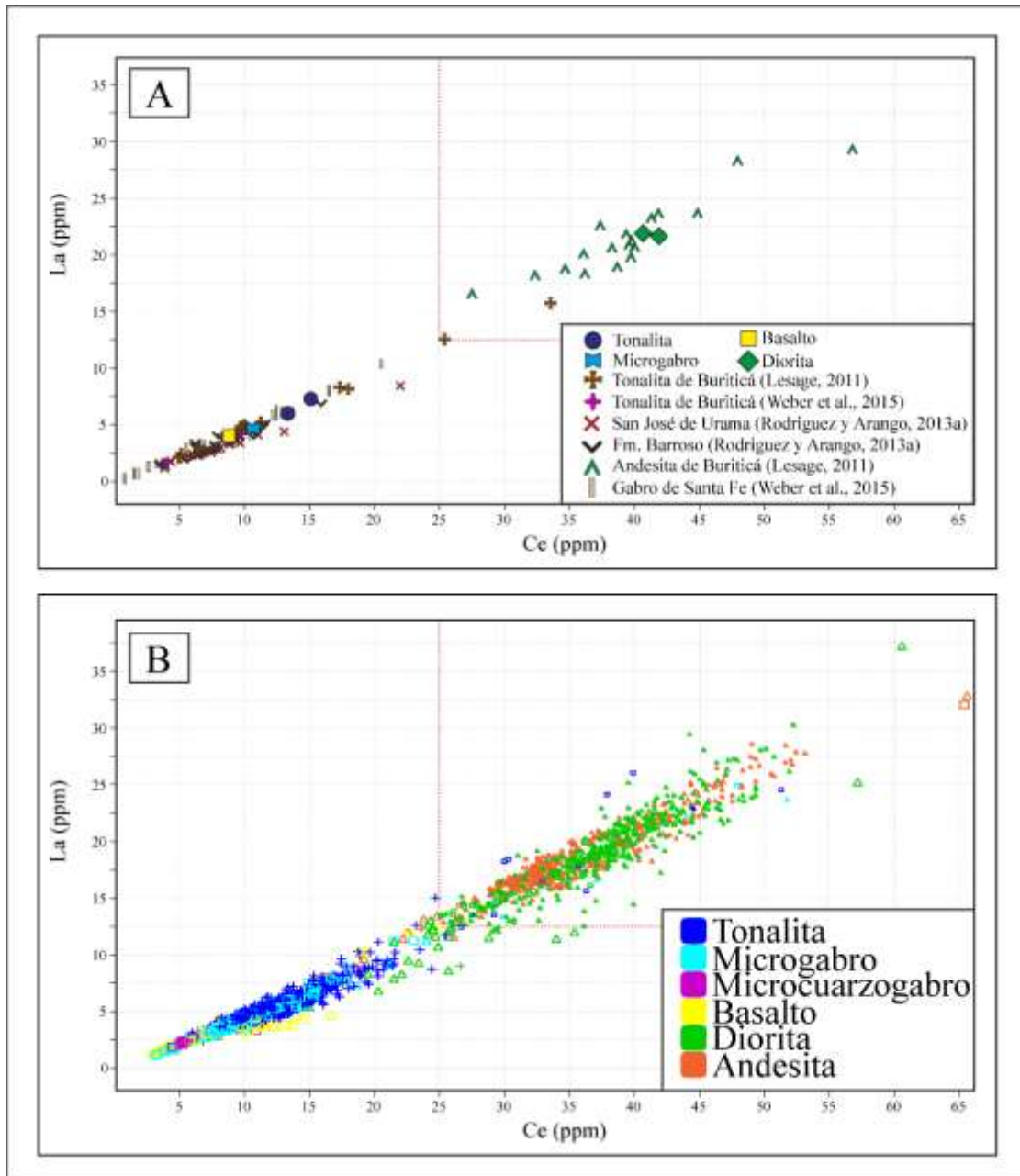


Figura 54. A: Gráfico de La vs Ce de las seis muestras. **B:** Gráfico de La vs Ce de los 3457 datos monolitológicos.

Origen y características del magma.

Tonalita de Buriticá

Los diagramas de discriminación tectónica sugieren que el ambiente de formación de la Tonalita de Buriticá, corresponde a arcos volcánicos asociados a zonas de subducción (Figura 52), que es congruente con un enriquecimiento de LREE y empobrecimiento en HREE (Figura 50 A), y podría deberse a los bajos porcentajes de fusión parcial propios de este ambiente (Winter, 2014). La normalización a MORB (Figura 50 B) permitió observar un enriquecimiento en elementos en Th y Ba, y en general en elementos LILE, que para Defant & Drummond (1990) y Class *et al.* (2000) representarían la contribución de sedimentos de la trinchera. La afinidad calcoalcalina, la leve anomalía de Nb, además de la anomalía marcada de Ti, el empobrecimiento general de elementos HFSE (Figura 49 y Figura 50 B), y de las tendencias de los diagramas Harker (Figura 47), sugieren procesos de cristalización fraccionada. Las anomalías de Nb y Ti implicarían cristalización fraccionada temprana de rutilo, ilmenita, titanita y magnetita en presencia de agua (Green & Pearson, 1986; Schmidt *et al.*, 2004), la anomalía negativa de Eu, indicaría cristalización temprana de plagioclasa (Rollinson & Pease, 2021), mientras que la anomalía también negativa de P, y de acuerdo con Wilson (2007), representaría la cristalización de apatito en rocas intermedias (composición diorítica), en un proceso de diferenciación magmática. Por último, el bajo valor de la relación de V/Sc con respecto al Sc (Figura 55 C), reafirmaría la cristalización temprana de magnetita y las condiciones oxidantes en el ambiente de generación del fundido (Halley, 2020), congruente con la propuesta de Weber *et al.* (2015)

quienes sugieren que la cristalización de estas se dio en un magma saturado en H₂O y es reafirmado por la presencia de anfíbol y biotita (Tabla 9).

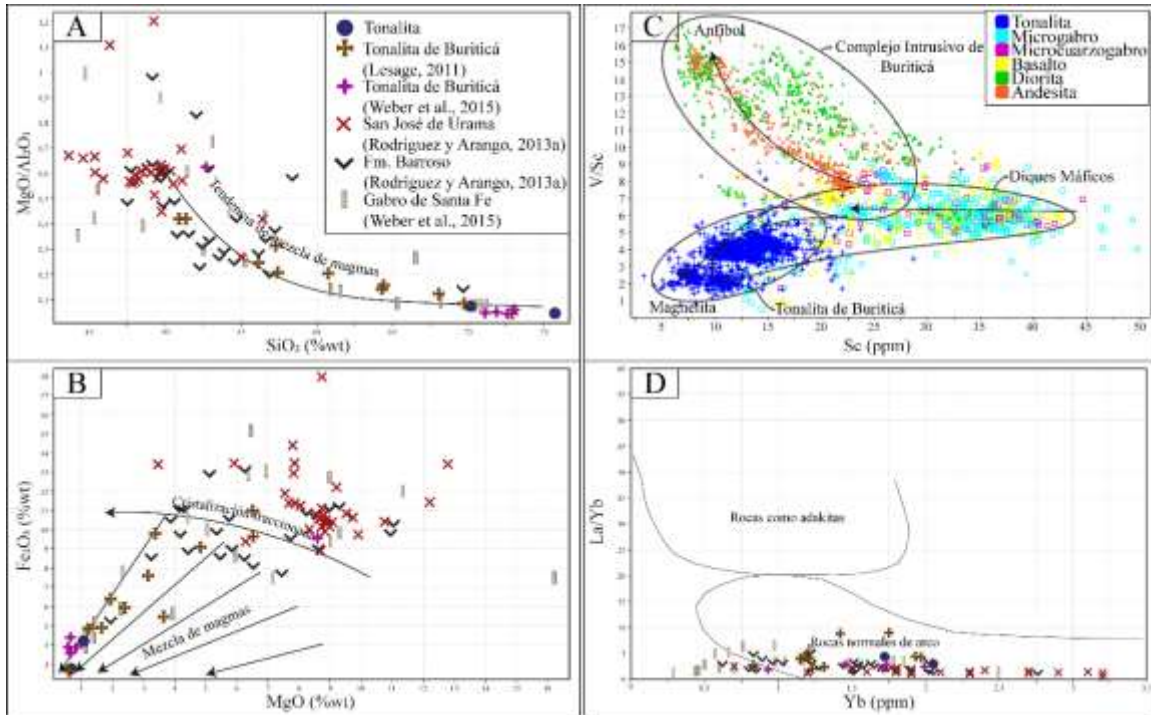


Figura 55. A: Diagrama de SiO₂ vs MgO/Al₂O₃ de Yang *et al.*, (2015) para las muestras de la Tonalita de Buriticá. B: Diagrama de MgO vs Fe₂O₃ de Yang *et al.*, (2015) para las muestras de la Tonalita de Buriticá. C: Diagrama de Sc vs V/Sc de Halley (2020) para las 3457 muestras monolitológicas. D: Diagrama de Yb vs La/Yb de Martin (1999) para las muestras de la Tonalita de Buriticá.

Sin embargo, la cristalización fraccionada no sería el único mecanismo de evolución de este fundido, ya que las relaciones SiO₂ vs MgO/Al₂O₃ y MgO vs Fe₂O₃ (Figura 55 A y B), además de la presencia de dos etapas de plagioclasa, donde la primera se presenta fuertemente alterada, con bordes reabsorbidos y capas de sobrecrecimiento, incluida en los autolitos (Figura 21 B), y la segunda, con bordes euhedrales y poco alterada (Castro-Dorado, 2015), sugieren que, que la mezcla de magmas también estuvo presente en la

evolución del fundido. Cabe mencionar que, para esta investigación, la mezcla de magmas será tomada como recargas de la cámara magmática. Finalmente, la baja proporción de la relación las Sr/Y vs Y representadas en el diagrama de Defant & Drummond (1990) (Figura 51) y de Yb vs La Yb (Figura 55 D), permite inferir que el emplazamiento y cristalización de la Tonalita de Buriticá se dio en una corteza no engrosada.

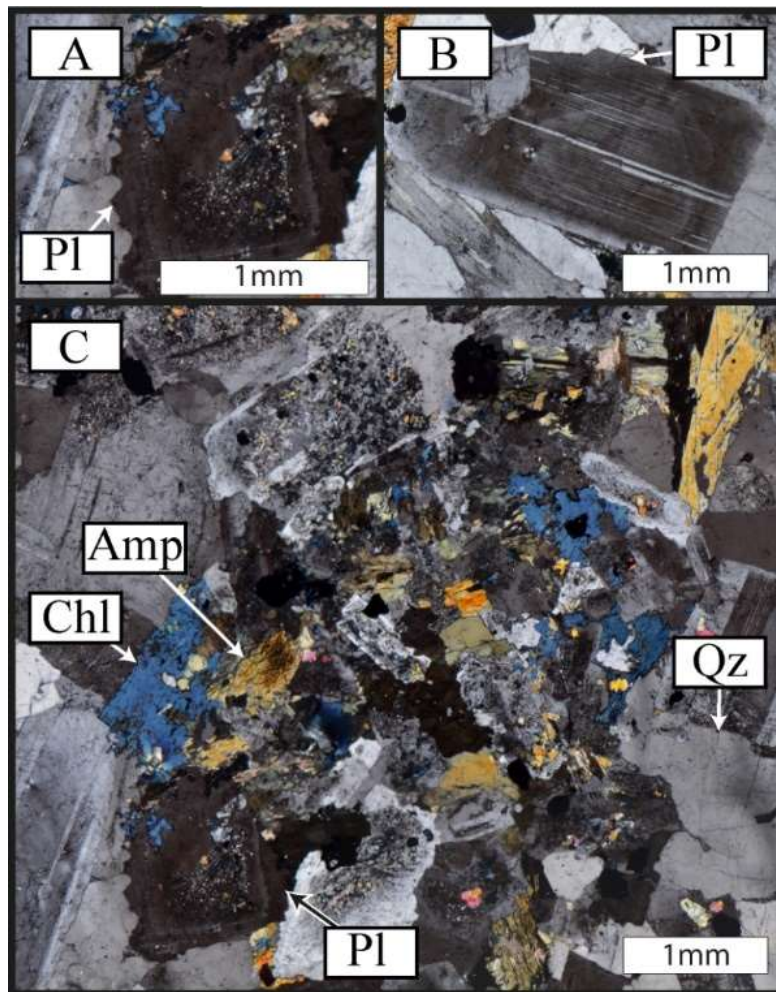


Figura 56. Microfotografías de la muestra 008-02, NX, 4x. **A:** Primera serie de plagioclasas con zonación y generalmente sin macla, donde los núcleos presentan evidencia de disolución y alteración **B:** Segunda serie de plagioclasas generalmente euhedrales y macladas, con poca o ninguna zonación **C:** “*Crystal mush*” de la primera serie de plagioclasas con anfíbol y clorita.

Diques máficos

El diagrama de discriminación de Wood (1980), sugiere para este tipo de rocas un ambiente de formación tipo E-MORB, en concordancia con el diagrama de clasificación de Pearce (2008) (Figura 52), el cual además refleja una interacción con la corteza. Tanto el microgabro como el basalto muestran enriquecimiento en las LREE sobre las HREE, pero con un patrón más plano que la Tonalita de Buriticá, mientras que la normalización a MORB se observan enriquecimientos de los LILE, principalmente de Ba y en menor medida de Th (Figura 50 B). Sin embargo, el comportamiento de los elementos HFSE es relativamente plano con valores cercanos a uno, y reflejaría que la cristalización fraccionada no fue un proceso dominante en la evolución del fundido. No obstante, las relaciones de SiO_2 vs $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y MgO vs Fe_2O_3 , (Figura 57 A y B) y la presencia de xenocristales y autolitos (Figura 36 A, B, C, D y G), sugieren que el mecanismo de diferenciación magmática dominante fue la mezcla de magmas.

En cuanto a las condiciones de óxido-reducción del fundido, la relación V/Sc vs Sc (Figura 57 C) sugiere que este se generó en un ambiente reductor (Halley, 2020). De acuerdo con Weber *et al.* (2015), estas condiciones podrían presentarse debido a la fusión parcial de las rocas de la PLOCO (formaciones Barroso y San José de Urama) en un proceso de verticalización de la placa (*slab-rollback*), que generaría una surgencia del manto. Esta surgencia generaría una anomalía térmica capaz de fundir la base de la corteza (Kincaid & Sacks, 1997; Stern, 2002), donde el leve enriquecimiento de las LREE y elementos LILE podría atribuirse a que la fusión parcial se dio a partir de un manto metasomatizado (Saunders & Tarney, 1984).

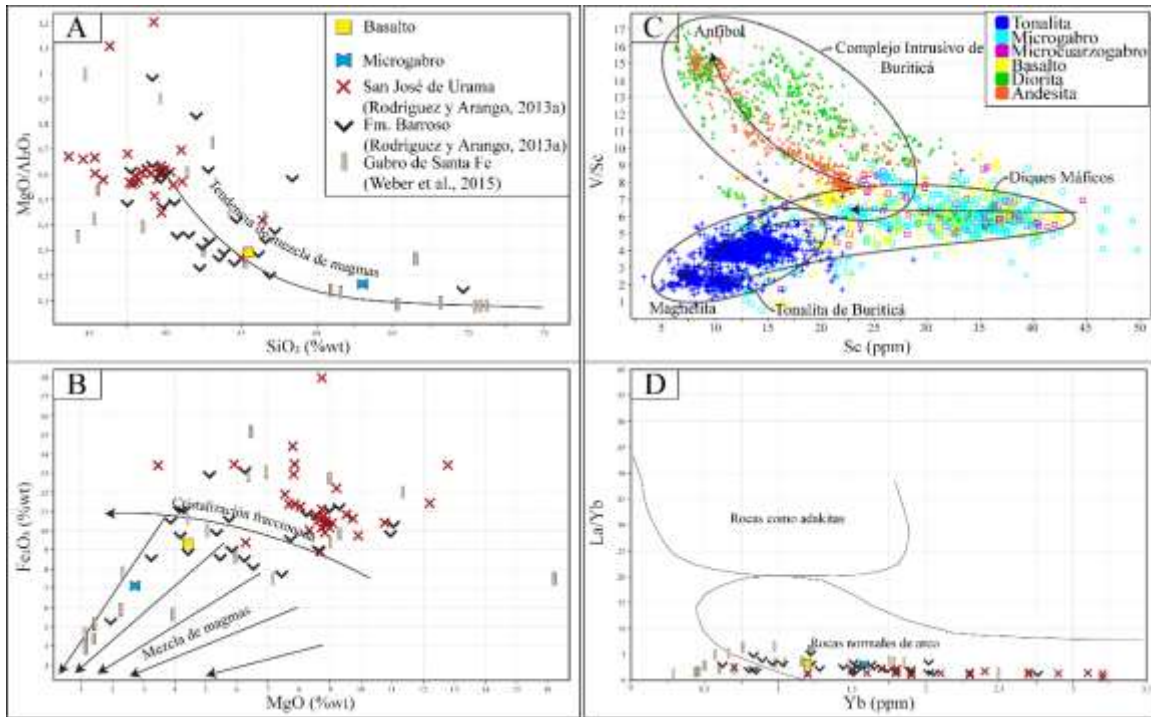


Figura 57. A: Diagrama de SiO_2 vs $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Yang *et al.*, (2015) para las muestras de los diques máficos. B: Diagrama de MgO vs Fe_2O_3 de Yang *et al.*, (2015) para las muestras de los diques máficos. C: Diagrama de Sc vs V/Sc de Halley (2020) para las 3457 muestras monolíticas. D: Diagrama de Yb vs La/Yb de Martin (1999) para las muestras de los diques máficos.

Complejo Intrusivo Buriticá (CIB)

Para estas litologías los diagramas de discriminación tectónica indican un ambiente de formación de arcos volcánicos asociados a zonas de subducción (Figura 52), congruente con el enriquecimiento de LILE con respecto a los elementos HSFE, con picos prominentes de Th y Ba, que para Defant & Drummond (1990) y Class *et al.* (2000) representarían la contribución de sedimentos de la trinchera. El carácter calcoalcalino, las anomalías negativas de Nb y Ti, además de la relación V/Sc vs Sc (Figura 58 C) sugiere que el

ambiente de generación del magma era fuertemente oxidante, y que el fraccionamiento de algunos elementos se dio a partir de la cristalización temprana de anfíbol (Halley, 2020). Esta afirmación puede corroborarse a partir de las descripciones petrográficas (Tabla 9, Tabla 10), donde el anfíbol es escaso (0 - 3 Vol%) y los minerales accesorios mayores están representados por piroxeno y mica biotita.

En cuanto a los mecanismos de evolución del fundido, los diagramas Harker (Figura 47) sugieren procesos de cristalización fraccionada, corroborada por el diagrama multielemental de normalización con respecto a MORB (Figura 50 B). Sin embargo, las relaciones de SiO_2 vs $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y MgO vs Fe_2O_3 (Figura 58 A y B), sugieren que la mezcla de magmas también estuvo presente en la evolución del fundido. Finalmente, las relaciones de Y vs Sr/Y (Figura 51) y Yb vs La Yb (Figura 58), permiten inferir que el emplazamiento de estas rocas se dio en una corteza más engrosada que la de la Tonalita de Buriticá y los diques máficos asociados a esta.

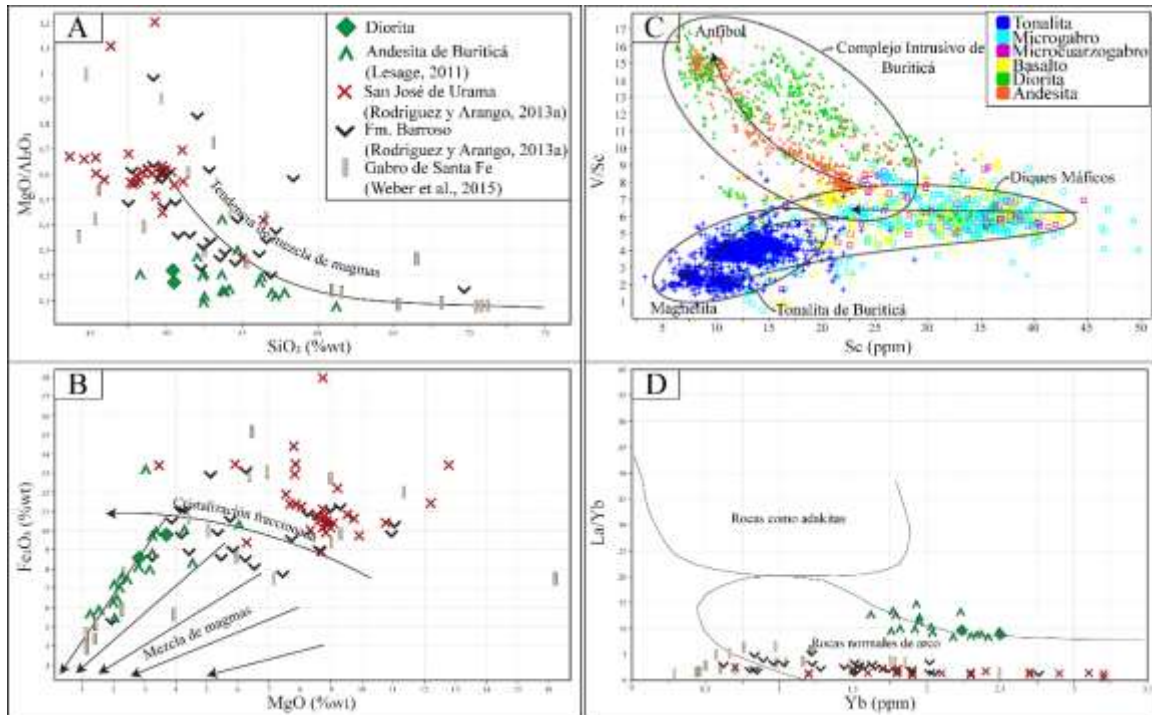


Figura 58. A: Diagrama de SiO_2 vs $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Yang *et al.*, (2015) para las muestras de la Andesita de Buriticá. **B:** Diagrama de MgO vs Fe_2O_3 de Yang *et al.*, (2015) para las muestras de la Andesita de Buriticá. **C:** Diagrama de Sc vs V/Sc de Halley (2020) para las 3457 muestras monolitológicas. **D:** Diagrama de Yb vs La/Yb de Martin (1999) para las muestras Complejo Intrusivo Buriticá.

Teniendo en cuenta lo anteriormente discutido sobre todas las litologías, y que la asociación de minerales opacos observada (titanomagnetita, pirita y calcopirita) es prácticamente invariable en todas las muestras, se infiere que los enriquecimientos de titanomagnetita diseminada, principalmente en la litología de tonalitas, se correlacionarían con la mineralización generada por los fluidos mineralizantes provenientes del Complejo Intrusivo Buriticá al momento de su enfriamiento y no de un origen magmático asociado a la Tonalita de Buriticá.

Alteración hidrotermal

A partir de descripciones petrográficas, se observó para las zonas norte y sur del área de estudio (Figura 59) una asociación mineral de Chl + Ep + Cb, indicativa de una alteración propilítica intermedia (Lowell & Guilbert, 1970; Norman *et al.*, 1991; Corbett & Leach, 1997; Holliday & Cooke, 2007) (muestras 008-02, 008-03, 008-04, 401-02, 401-03 y 401-08), sugiriendo rangos de temperatura de 200 a 250°C (Reyes, 1990; Norman *et al.*, 1991). La zona central (Figura 59) está representada por la asociación mineral de Act + Ep ± Zo/Czo + Chl + Cb, que evidencia una alteración propilítica proximal (Lowell & Guilbert, 1970; Norman *et al.*, 1991; Corbett & Leach, 1997; Holliday & Cooke, 2007) (muestras 008-01, 008-07, 401-01, 401-04, 401-05 y 401-06), con rangos de temperatura de 280 a 350°C (Browne, 1978; Norman *et al.*, 1991; Corbett & Leach, 1997). También en la zona central (Figura 59) se encuentra la asociación mineral de Ser ± Qz + Cb + Py, denotando una alteración filica (Lowell & Guilbert, 1970; Corbett & Leach, 1997) (muestras 008-05 y 401-07), indicando temperaturas de al menos de 250°C (Corbett & Leach, 1997) y está asociada principalmente a los diques del Complejo Intrusivo Buriticá. Finalmente, se presenta alteración potásica pervasiva (Lowell & Guilbert, 1970; Corbett & Leach, 1997) cerca al contacto con una brecha en la zona central (muestra 008-06), con temperaturas de al menos 300-400°C (Elders *et al.*, 1979; Pirajno, 2009), con presencia de Bt secundaria, recristalización total de la matriz y remplazamiento de los fenocristales por opacos (Figura 33), pero sin cristalización de feldespatos potásicos secundarios debido a la poca cantidad de potasio (<1 wt. % K). Cabe anotar que esta muestra (008-06) también podría entenderse como una silicificación pervasiva debido al remplazamiento de la matriz

en cuarzo (Figura 33). Adicionalmente, Lesage (2011) reportó temperaturas de alteración hidrotermal entre 240° y 325°C, coincidiendo en general con lo visto en la petrografía.

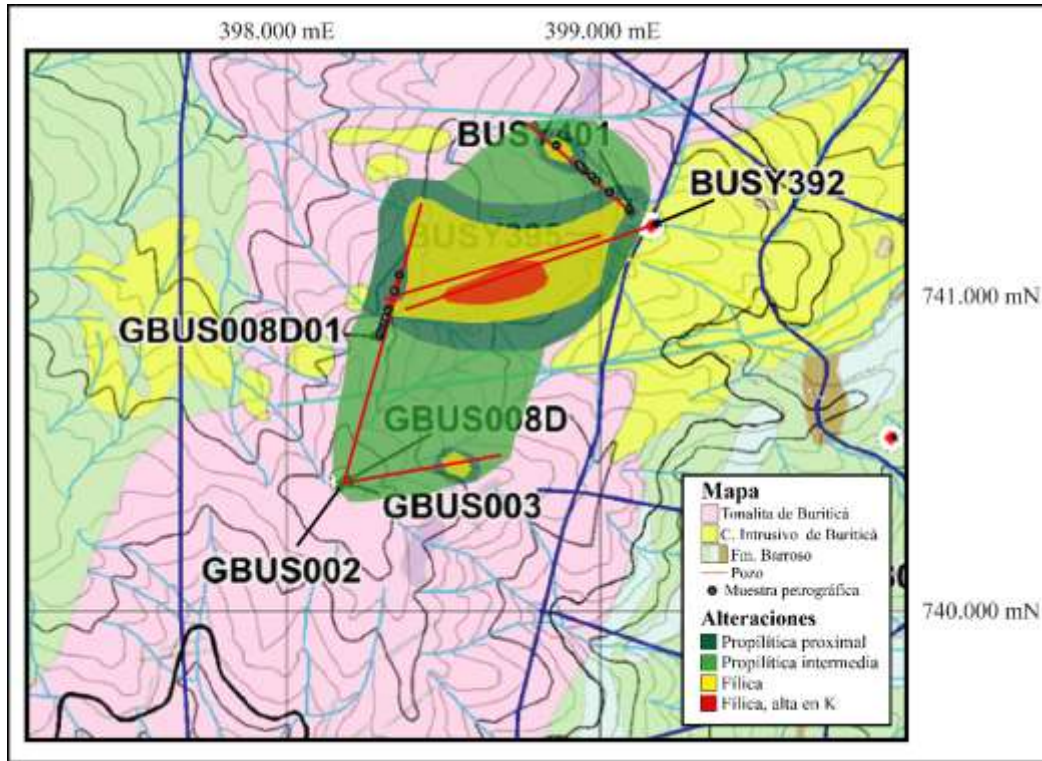


Figura 59. Mapa esquemático de alteraciones con base en las descripciones petrográficas y en la composición química. Mapa de base proporcionado por la empresa. La ubicación de las muestras petrográficas corresponde a proyecciones horizontales.

En el diagrama que relaciona K/Al vs Na/Al (molar) (Figura 60) propuesto por Halley (2020), donde se localizan los miembros finales (albita, feldespato potásico, moscovita, clorita) indicativos de diferentes alteraciones, se observa que las muestras correspondientes al Complejo Intrusivo de Buriticá (triángulos) se asocian con la alteración filica, caracterizada por el empobrecimiento de Na/Al con respecto a la composición menos alterada (M.A.) guiándose hasta el nodo de la moscovita. Algunas de estas muestras presentan un enriquecimiento en K/Al , el cual podría interpretarse como un punto

transicional entre la alteración filica y la potásica sin llegar a ser realmente alteración potásica.

La Tonalita de Buriticá (cruces) se presenta agrupada principalmente entre M.A. y el nodo de la albita, empobreciéndose progresivamente en K/Al, con algunas muestras exhibiendo una tendencia hacia el nodo de la moscovita y esporádicas muestras hacia el nodo de la clorita. Esto es coherente con lo visto en los núcleos de perforación y en la petrografía, donde las plagioclasas están alteradas a sericita, epidota y minerales arcillosos, y los minerales máficos (anfíbol y biotita) están alterados principalmente a clorita. Los diques máficos (cuadrados) se proyectan entre los nodos de clorita y albita sin llegar a este último, generalmente exhibiendo valores bajos de K/Al, con algunas muestras teniendo mayores valores.

Las tendencias que presentan tanto la Tonalita de Buriticá como los diques máficos se interpretan como enriquecimientos y empobrecimientos de Na provocados por la alteración propilítica, con zonas de transición hacia la alteración filica. Todas las muestras correspondientes a brechas, suelo/saprolito, contactos, xenolitos y muestras con diques (< 30 cm) están representadas por círculos y siguen las tendencias de las demás litologías. Sin embargo, las brechas muestran una tendencia hacia la alteración filica. Finalmente, las partes superficiales de los pozos y algunas muestras con harina de falla presentan alteración argílica avanzada (Figura 64).

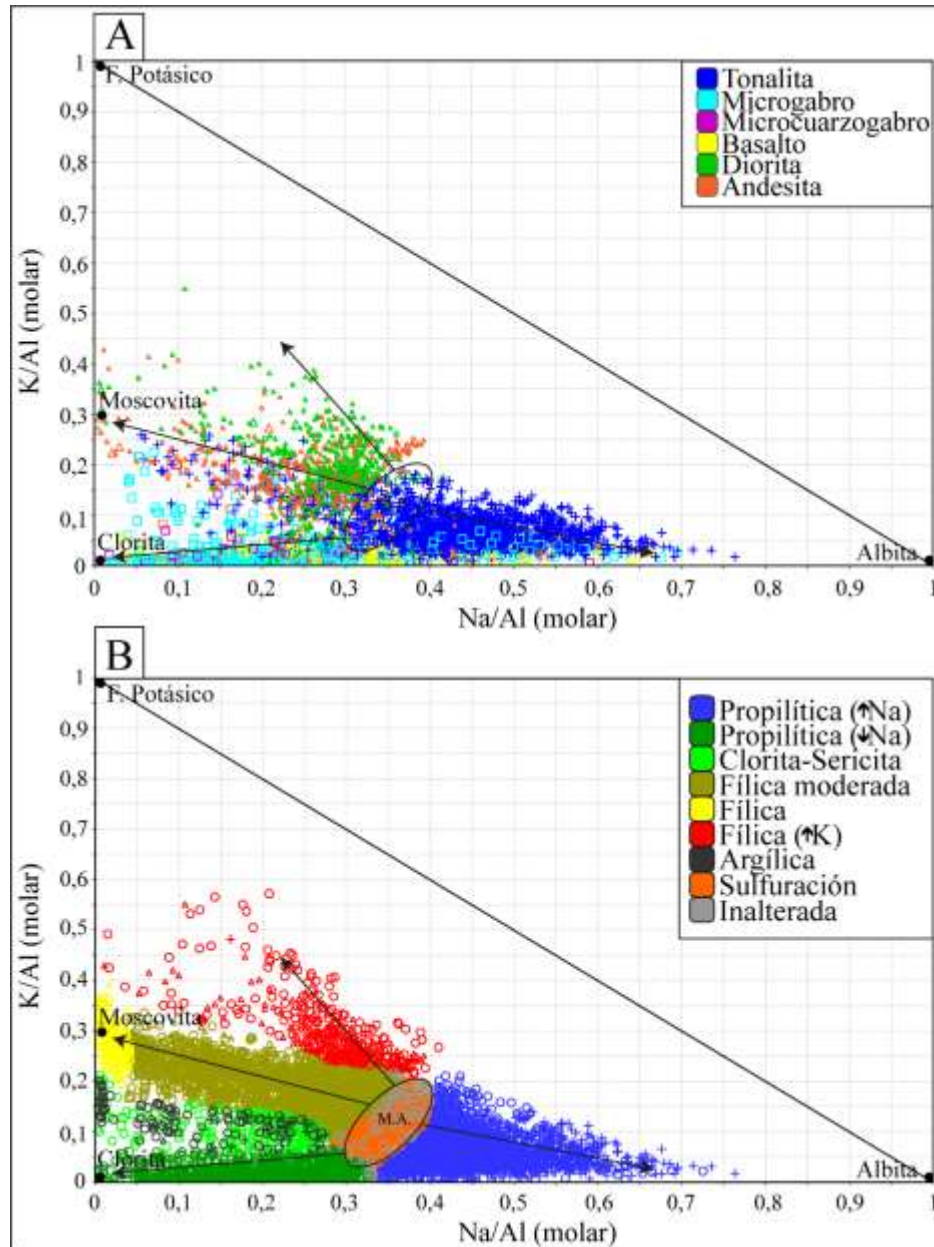


Figura 60. Diagrama K/Al vs Na/Al (molar). **A:** Muestras monolíticas (3457). **B:** Todos los datos. Tonalitas (cruces), Basaltos/microgabros (cuadrados), Andesitas/dioritas (triángulos), Muestras descartadas y brechas (círculos).

Siguiendo la sistemática propuesta por Halley (2020), se usaron también los diagramas ternarios de Al-K-Mg (Figura 61 A), Ca-Fe-S (Figura 61 B), y Ca-K-Na (Figura 61 C) con el fin de: 1) definir la proporción de clorita – sericita de las muestras, 2) definir la

proporción de pirita y anhidrita e identificar las muestras que presentan bajo o nulo nivel de alteración y enriquecimiento en azufre y 3) definir la proporción de carbonatos y sericita. Adicionalmente, se proyectaron los datos en el diagrama de variación de Fe vs S (Figura 62) para identificar si la pirita presente se formó con el hierro proveniente de la roca o con el aportado por el fluido mineralizante (Halley, 2020).

Teniendo en cuenta lo anterior, en el diagrama de la Figura 61 A (Al-K-Mg) se identificaron tres tendencias principales desde las composiciones menos alteradas (M.A.) una hacia el nodo de la sericita, una hacia el nodo de la clorita y otra hacia el nodo de las arcillas (caolinita y otras). Estas tendencias son coherentes con lo descrito en los núcleos de perforación, en los cuales los diques máficos presentaban alteración principalmente a clorita, las plagioclasas de tonalitas generalmente están alteradas a minerales arcillosos y las dioritas y andesitas están asociadas a la alteración filica.

Respecto al diagrama de la Figura 61 B (Ca-Fe-S), se evidencia la formación de pirita en ausencia de anhidrita generando una destrucción de los feldespatos, donde las muestras correspondientes a la alteración filica son las que presentan la tendencia hasta el nodo de la pirita, mientras que el resto solo presentan enriquecimientos en S, el cual está limitado por la cantidad de Fe presente en la roca.

Finalmente, el diagrama de la Figura 61 C (Ca-K-Na) reafirma la interpretación de la alteración filica, exhibiendo una tendencia de enriquecimiento en potasio.

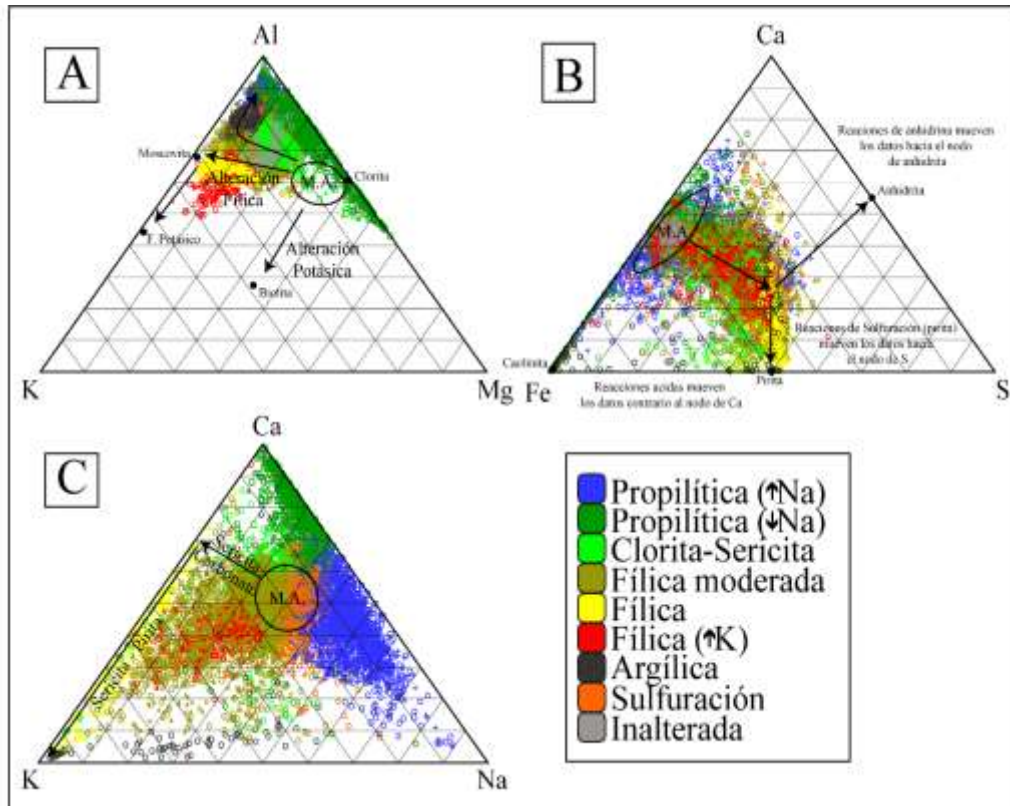


Figura 61. A: Diagrama ternario de Al-K-Mg de todos los datos. B: Diagrama ternario de Ca - Fe-S de todos los datos. C: Diagrama ternario de Ca-K-Na de todos los datos.

Con el diagrama de Fe vs S (Figura 62) se confirma lo mencionando anteriormente, en el cual solo las muestras que se ubican siguiendo la línea de pirita presentan mineralización de pirita por adición de Fe, las cuales corresponden principalmente con la alteración filica. Esta mineralización de pirita y la alteración filica se correlacionan con la mineralización de pirita observada en la matriz de las brechas hidrotermales (Figura 17 B), y en menor medida con las venillas presentes en las litologías de andesitas y dioritas (Figura 60). Por otra parte, en las muestras restantes, la pirita presente (normalmente diseminada) ha sido generada a partir del Fe contenido inicialmente en la roca (Figura 62).

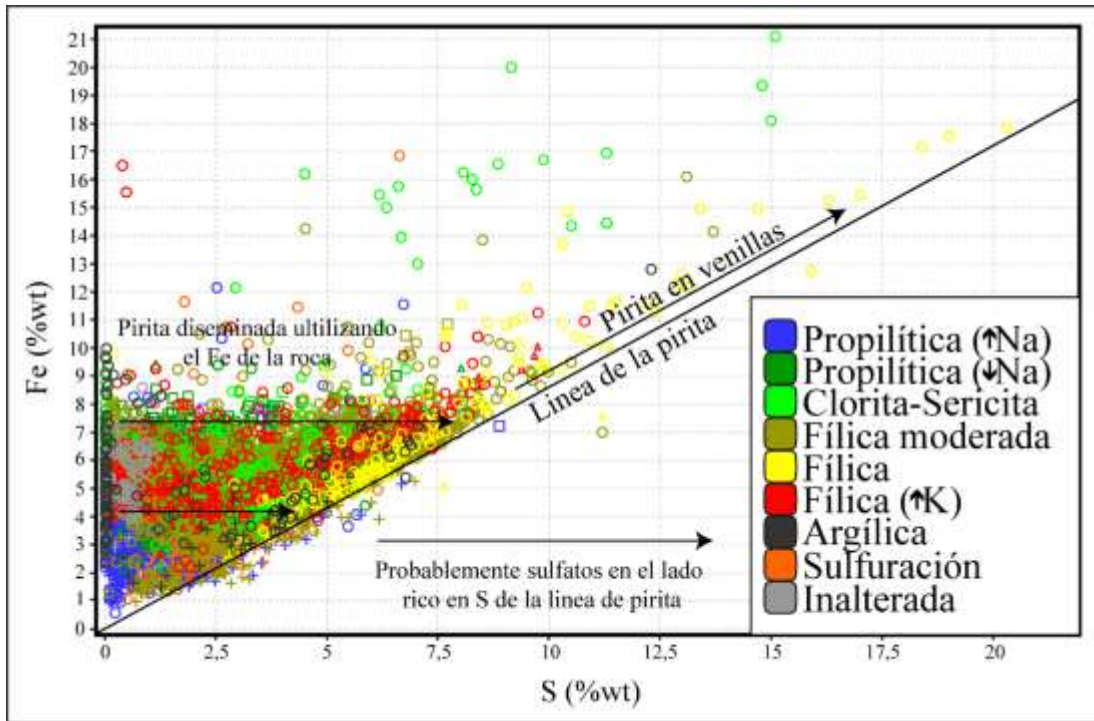


Figura 62. Diagrama de Fe vs S de todos los datos.

El diagrama de Ca-Fe-Mg para la identificación de carbonatos no se usó, debido a que la presencia de otros minerales de Fe o Mg (como la clorita), puede llevar a interpretaciones erróneas (Halley, 2020).

En las Figura 63 y la Figura 64 se observan los cortes paralelos a los pozos GBUS008D y BUSY395 respectivamente, en los cuales se representa la correlación de la alteración filica con los diques del Complejo Intrusivo de Buriticá y las brechas que estos generan en contacto con la Tonalita de Buriticá, la cual presenta principalmente alteración propilítica.

Modelo de emplazamiento y evolución de los cuerpos en un contexto tectónico

Con lo discutido anteriormente se entiende la Tonalita de Buriticá como el resultado de diferenciación de un fundido generado en una zona de subducción, en condiciones oxidantes y saturadas en H₂O. De acuerdo con el enriquecimiento de Th, Ba y LILE en general (Figura 50), las anomalías en Nb, Ti, P y Eu (Figura 50), la relación de V/Sc (Figura 55 C), además de las relaciones de SiO₂ vs MgO/Al₂O₃ y MgO vs Fe₂O₃ (Figura 55 A y B), y las evidencias petrográficas (Figura 56), los procesos de esta evolución del fundido fueron dominados por la adición de sedimentos de la trinchera, cristalización fraccionada y recarga de la cámara magmática. Posteriormente, la verticalización de la placa (*slab-rollback*) facilitó surgencia del manto generando así una anomalía térmica, provocando la fusión de la base de la corteza (formaciones Barroso y San José de Urama), en concordancia con el modelo propuesto previamente por Weber *et al* (2015), dando origen al magma formador de los diques gabróticos y basálticos, con características más primitivas y anhidras en comparación con el fundido generador de la Tonalita de Buriticá. Finalmente, alrededor de los 7 Ma (Lesage, 2011), se emplazaron las rocas correspondientes al Complejo Intrusivo Buriticá, a la cual se atribuye la alteración hidrotermal registrada en el plutón y los diques relacionados. La formación del Complejo Intrusivo Buriticá está asociada a una zona de subducción, en condiciones altamente oxidantes y con saturación de H₂O. Los procesos de esta evolución del fundido también están representados por la adición de sedimentos de la trinchera, cristalización fraccionada y mezcla de magmas (Figura 65).

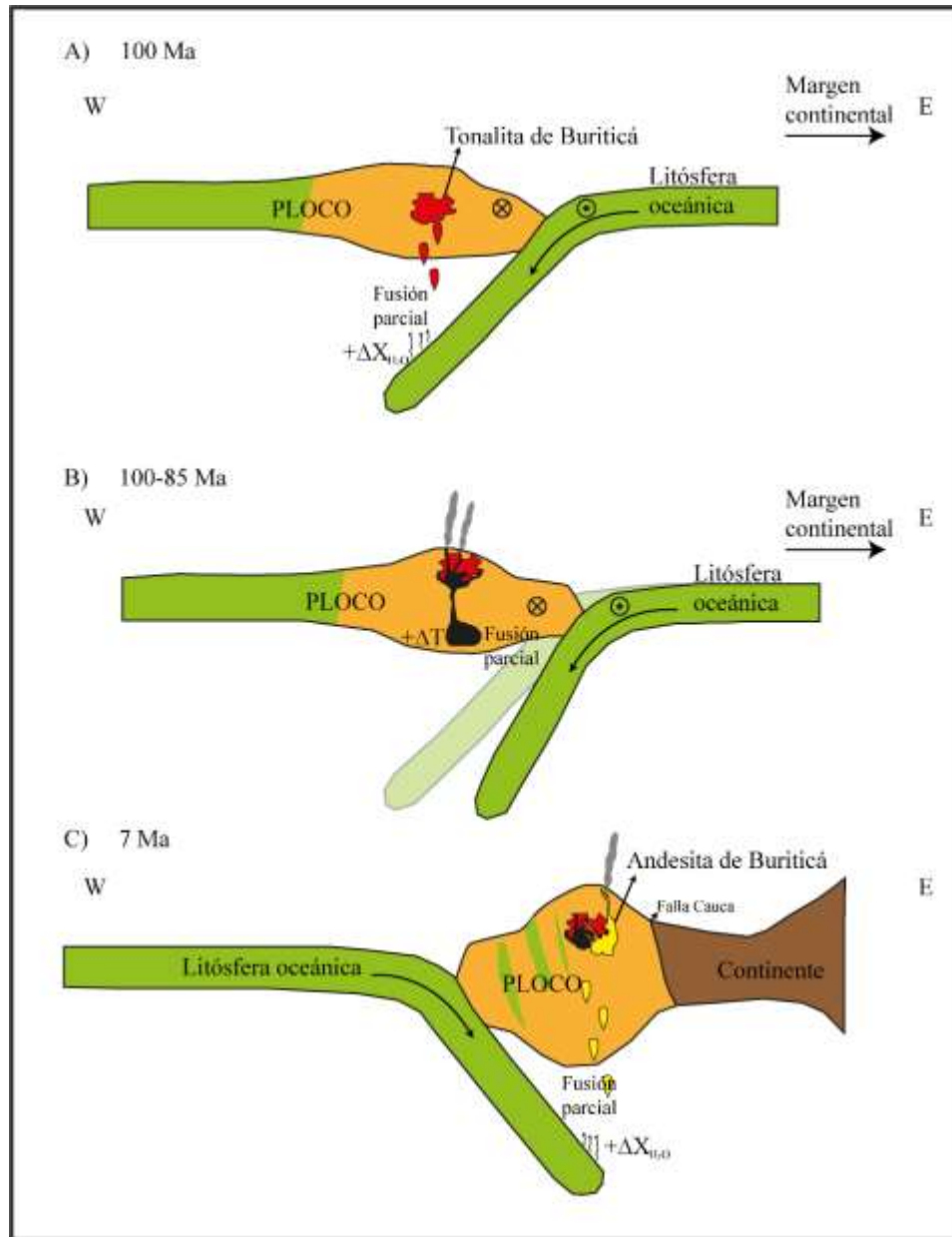


Figura 65. Modelo de evolución de la Tonalita de Buriticá. **A:** Generación del fundido de la Tonalita de Buriticá a causa de la fusión parcial de la cuña del manto. **B:** Fusión de la base de la PLOCO a causa de un aumento de temperatura generado con la interacción del manto al verticalizarse la placa que subduce (*slab-rollback*). **C:** Generación del Complejo intrusivo de Buriticá en una zona de subducción, intruyendo parte de la PLOCO ya acrecionada en el continente Sur Americano.

8. Conclusiones

Mediante el fotologeo y la caracterización petrográfica de las muestras recolectadas en este estudio, se definieron tres grupos de rocas con las siguientes litologías: tonalitas con anfíbol y cuarzodioritas con anfíbol (autolito) para las rocas pertenecientes a la Tonalita de Buriticá; basaltos de textura porfirítica, microgabros y microcuarzogabros para los diques máficos y andesitas y dioritas con piroxeno para las rocas pertenecientes al Complejo Intrusivo Buriticá (CIB).

Adicionalmente, se presentan brechas hidrotermales con cantidades variables de clastos de tonalita, basalto, microgabro y microcuarzogabro, embebidos en una matriz generalmente andesítica con mineralización de pirita diseminada. Estas brechas están ubicadas principalmente cerca del contacto entre el Complejo Intrusivo Buriticá y la Tonalita de Buriticá.

Las seis muestras recolectadas en este estudio fueron clasificadas en el diagrama TAS como granito, granodiorita, diorita, diorita gabroíca, gabro alcalino y monzogabro, presentando una afinidad química calcoalcalina para las muestras de la Tonalita de Buriticá y Complejo Intrusivo Buriticá, y una afinidad toleítica y calcoalcalina para los diques máficos del plutón.

Las alteraciones interpretadas desde la petrografía y la litogeoquímica son principalmente propilítica (intermedia y proximal) y fílica. Esta última está más relacionada con los diques del Complejo Intrusivo Buriticá y las brechas que se generaron en el contacto de los dos cuerpos, ubicados principalmente hacia el centro del área de estudio.

De acuerdo con las firmas geoquímicas y las interpretaciones petrográficas, el magma de la Tonalita de Buriticá se origina en un arco de islas, emplazándose primero. Posteriormente, a causa de un *slap-rollback* se generó una surgencia astenosférica, fundiendo parte de la base de la PLOCO y dando origen a los diques máficos que intruyen la tonalita. Por otro lado, las rocas del Complejo Intrusivo Buriticá se originaron en un arco continental y se emplazaron en un fragmento de la PLOCO previamente acrecionado al continente, siendo la causante la alteración hidrotermal en la zona de estudio.

9. Lista de referencias

- Álvarez, E., & González, H. (1978). Geología y Geoquímica de la Plancha I-7, Urrao. Mapa escala 1:100.000. En *Inedito*.
- Alvarez, J. (1971). *Informe preliminar sobre geoquímica de la Cordillera Occidental*. *Inédito*.
- Améglio, L., Vigneresse, J. L., & Bouchez, J. L. (1997). Granite Pluton Geometry and Emplacement Mode Inferred from Combined Fabric and Gravity Data. En *Granite: Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (Número 5563, pp. 119–214).
https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_13
- Li, Z. X., & Lee, C. T. (2004). The constancy of upper mantle fO₂ through time inferred from V/Sc ratios in basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3–4), 483–493. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.006>
- Asimow, P. D. (2000). Melting the Mantle. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 55–68).
- Best, M. G. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology Second Edition* (Second Edition). Blackwell Publishing.
- Bowen, Norman. L. (1929). The Evolution of the Igneous Rocks. *Nature*, 124(3126), 474–475. <https://doi.org/10.1038/124474a0>
- British Geological Survey. (1999). *Rock Classification Scheme – Vol 1 – Igneous*.
- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci*, 6, 229–250. www.annualreviews.org
- Cardona, A., Valencia, V., Bayona, G., Jaramillo, C., Ojeda, G., & Ruiz, J. (2009). U/Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry from a postcollisional biotite granite of the baja guajira basin, Colombia: Implications for late cretaceous and neogene caribbean-south American tectonics. *Journal of Geology*, 117(6), 685–689. <https://doi.org/10.1086/605776>
- Cardona, Agustín., León, Santiago., Jaramillo, Juan., Valencia, Victor., Zapata, Sebastián., Pardo-Trujillo, Andrés., Schmitt, Axel., Mejía, Dany., & Arenas, J. Camilo. (2020). Cretaceous Record from a Mariana– to an Andean–Type Margin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. En *The Geology of Colombia* (Vol. 2, pp. 335–373). <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.10>
- Case, J. E. , Durán, L. G., López, A., & Moore, W. R. (1971). Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 82(10), 2685–2712. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[2685:tiwca\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[2685:tiwca]2.0.co;2)
- Castro, N., & Feininger, T. (1965). *Geología de la región entre Buriticá y Santa Fe de Antioquia, con especial referencia a la geología económica de un cuerpo andesítico*.
- Castro-Dorado, A. (2015). *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas*.
- Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L., & Langmuir, C. H. (2000). Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(6). <https://doi.org/10.1029/1999GC000010>

- Clemens, J. D., & Mawer B, C. K. (1992). Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204(3–4), 339–360. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90316-x](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90316-x)
- Corbett, G., & Leach, T. (1997). *Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization*.
- Correa, T., Obando, G., Zapata, J., Rincón, A., Ortiz, F., Rodriguez, G., & Cetina, L. (2018). *GEOLOGÍA DEL BORDE OCCIDENTAL DE LA PLANCHA 130 SANTA FE DE ANTIOQUIA, Memoria Explicativa, Escala 1:50000*. www.sgc.gov.co
- Corry, C. E. (1988). Laccoliths; Mechanics of emplacement and growth. *Geological Society of America*, 1–114. <https://doi.org/10.1130/spe220-p1>
- Cross, T. A., & Pilger, R. H. (1982). Controls of subduction geometry location of magmatic arcs and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 545–562. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<545:COGLO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<545:COGLO>2.0.CO;2)
- Cruden, A. R. (1988). Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere. *Tectonics*, 7(5), 1091–1101. <https://doi.org/10.1029/tc007i005p01091>
- Cruden, A. R. (1998). On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 853–862.
- Cruden, A. R. (2006). Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust. En Brown & Rushmer. T (Eds.), *Evolution and Differentiation of the Continental Crust* (pp. 455–519). Cambridge University Press.
- Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., & Bungler, A. P. (2018). Geometric Scaling of Tabular Igneous Intrusions: Implications for Emplacement and Growth. En *Advances in Volcanology* (pp. 11–38). Springer Science and Business Media Deutschland GmbH. https://doi.org/10.1007/11157_2017_1000
- Daines, M. J. (2000). Migration of Melt. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 69–88). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-00175-7>
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.
- Elders, W. A., Hoagland, J. R., & Mcdowell, S. D. (1979). Hydrothermal Mineral Zones in the Geothermal Reservoir of Cerro Prieto. *Geothermics*, 8, 201–209.
- Elkins Tanton, L. T., Grove, T. L., & Donnelly-Nolan, J. (2001). Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc. *Geology*, 29(7), 631–634. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0631:HSMMUT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0631:HSMMUT>2.0.CO;2)
- Ernst, R. E., Head, J. W., Parfitt, E., Grosfils, E., & Wilson, L. (1995). Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth Science Reviews*, 39(1–2), 1–58. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00017-5](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00017-5)
- Etayo, F., González, H., & Alvarez, J. (1980). Med Albian ammonites from northern Western Cordillera, Colombia. *Geología Norandina*, 2, 25–30.
- Geostudios. (2005). *Complementación Geológica, Geoquímica y Geofísica de la parte occidental de las planchas 130 Santa Fe de Antioquia y 146 Medellín Occidental*.

- Göbel, V., & Stibane, F. (1979). K/Ar hornblende ages of tonalite plutons, Cordillera Occidental, Colombia. En *Publ. Esp. Geol.* (Vol. 19).
- Gómez Tapias, J., Montes Ramírez, N. E., Almanza Meléndez, M. F., Alcárcel Gutiérrez, F. A., Madrid Montoya, C. A., & Diederix, H. (2017). Geological Map of Colombia 2015. *Episodes*, 40(3), 201–212.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2017/v40i3/017023>
- González, H. (2001). Memoria Explicativa del Mapa Geológico del departamento de Antioquia, Escala 1:400.000. *INGEOMINAS*, 125.
http://190.109.167.188:83/imagenes/SIAD/LI_GEO_EST_MAP_MAPA_GEOLOGICO_DE_ANTIOQUIA_400MIL_SEMA.PDF
- González, H., & Londoño, A. (1998). Edades K/Ar en algunos cuerpos plutónicos del graben Cauca-Patia y norte de la Cordillera Occidental. *Geología Colombiana*, 23(0), 117–131.
- González, H., & Londoño, A. C. (2002b). Eoceno. Andesita de Buriticá (Eab) Cordillera Occidental Departamento de Antioquia. *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia*. www.ingeo Minas.gov.co
- González, H., Restrepo, J., Toussaint, J., & E., Linares. (1978). Edad radiométrica K/Ar del Batolito de Sabanalarga. En *Publ. Esp. Geol.* (Vol. 8).
- González I., H., & Londoño G., A. C. (2002a). Cretácico Superior. Tonalita de Buriticá (Stock de Buriticá) (K2tb) Cordillera Occidental Departamento de Antioquia. *Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia.*, 1–25.
- González, P. D. (2015). Texturas de los cuerpos ígneos. En *Geología de los cuerpos ígneos* (pp. 167–195). Asociación Geológica Argentina. <http://www.rae.es/>
- Govers, R., & Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1–2), 505–523.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>
- Green, T. H., & Pearson, N. J. (1986). Ti-Rich Accessory Phase Saturation in Hydrous Mafic-Felsic Compositions at High P,T. En *Chemical Geology* (Vol. 54).
- Gretener, P. E. (1969). On the mechanics of the intrusion of sills. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(6), 1415–1419. <https://doi.org/10.1139/e69-143>
- Grosse, E. (1926). *Estudio geológico del terciario carbonífero de Antioquia en la parte Occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaoyal.* .
- Grove, T. L. (2000). Origin of Magma. En H. Sigurdson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 133–147). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/C2015-0-00175-7>
- Halley, S. (2020). Mapping magmatic and hydrothermal processes from routine exploration geochemical analyses. *Economic Geology*, 115(3), 489–503.
<https://doi.org/10.5382/CONGEO.4722>
- Holliday, J. R., & Cooke, D. R. [(2007). *Advances in Geological Models and Exploration Methods for Copper ± Gold Porphyry Deposits*. Richards.
- 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.
<https://doi.org/10.1139/e71-055>

- Irving, E. (1971). La evolución estructural de Los Andes más septentrionales de Colombia. *Boletín Geológico*, 19(2), 1–90.
- Iveson, A. A., Rowe, M. C., Webster, J. D., & Neill, O. K. (2018). *Amphibole-, clinopyroxene-, and plagioclase-melt partitioning of trace and economic metals in halogen-bearing rhyodacitic melts*.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egy072/5055044>
- Jeanloz, R. (2000). Mantle of the Earth. En H. Sigurdson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 41–54). Academic Press.
- Jones, I., Blaylock, G., Caldwell, J., Corso, W., Creek, M., Levy, M., McLeod, K., Stone, D., & Tahijia, L. (2019). *Report NI 43-101. Buriticá Mineral Resource 2019-01*.
www.continentalgold.com
- Kincaid, C., & Sacks, I. S. (1997). Thermal and dynamical evolution of the upper mantle in subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(6), 12295–12315. <https://doi.org/10.1029/96jb03553>
- Largo, S. H. (2018). *Memorandum: Magnetic susceptibility GBUS008D*.
www.continentalgold.com
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., & Woolley, A. R. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. <https://www.researchgate.net/publication/234448684>
- Lesage (2011). (s/f).
- Lesage, G. (2011). *Geochronology, Petrography, Geochemical Constraints, and Fluid Characterization of the Buriticá Gold Deposit, Antioquia Department, Colombia*. [University of Alberta]. <https://doi.org/10.7939/R35M0M>
- Loucks, R. R. (2014). Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1), 5–16.
<https://doi.org/10.1080/08120099.2013.865676>
- Lowell, D., & Guilbert, J. (1970). Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Economic Geology*, 65, 373–408.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. En *Lithos* (Vol. 46).
- Mccaffrey, K. J. W., & Petford, N. (1997). Are granitic intrusions scale invariant? *Journal of the Geological Society*, 154(1), 1–4.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.1.0001>
- Mejía, M. (1984). *Geología y geoquímica de las planchas 130 (Santa Fé de Antioquia) 146 (Medellín Occidental)* (Vol. 130).
- Mejía, M., & Salazar, G. (1989). *Memoria explicativa de la Geología de la Plancha 114 (Dabeiba) y parte W de la 115 (Toledo)*. Escala 1:100.000.
- Microsoft. (2015). *Image Composite Editor (Versión 2.0.3 (64bits)) [Software]*.
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37(3–4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)

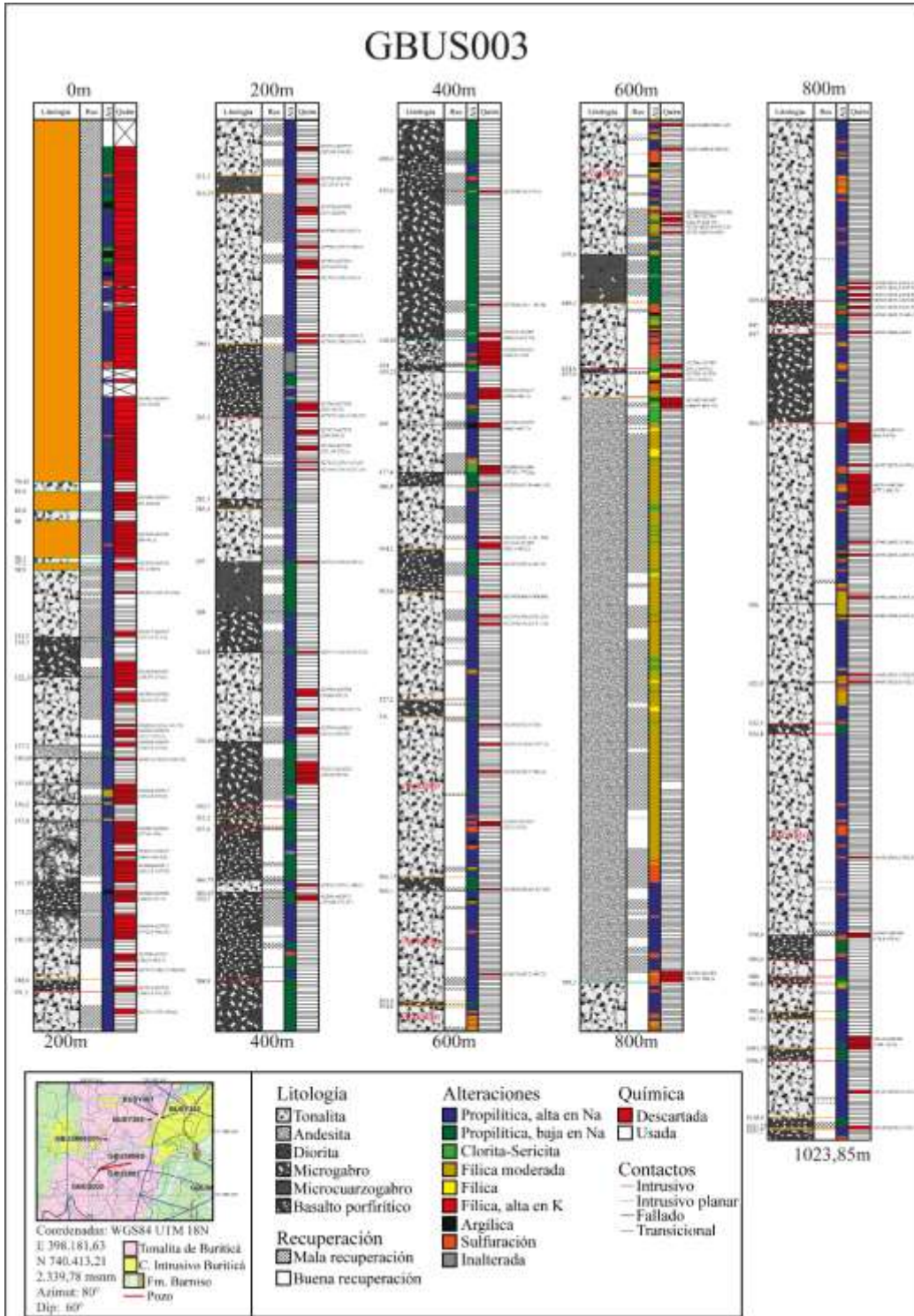
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757–775.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nivia, A. (2001). *Mapa geológico del departamento de Valle del Cauca, Escala 1:250.000, Memoria explicativa*.
- Nivia, Á., & Gómez, J. (2005). El Gabro de Santa Fe de Antioquia y la Cuarzodiorita de Sabanalarga, una propuesta de nomenclatura litoestratigráfica para dos cuerpos plutónicos diferentes agrupados previamente como Batolito de Sabanalarga en el departamento de Antioquia, Colombia. *X Congreso Colombiano de Geología, February 2016*, 1–11. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4322.0240>
- Norman, D. K., Parry, W. T., & Bowman, J. R. (1991). Petrology and Geochemistry of Propylitic Alteration at Southwest Tintic, Utah. En *Economic Geology* (Vol. 86).
- Pardo-Trujillo, A., Cardona, A., Giraldo, A. S., León, S., Vallejo, D. F., Trejos-Tamayo, R., Plata, A., Ceballos, J., Echeverri, S., Barbosa-Espitia, A., Slattery, J., Salazar-Ríos, A., Botello, G. E., Celis, S. A., Osorio-Granada, E., & Giraldo-Villegas, C. A. (2020). Sedimentary record of the Cretaceous–Paleocene arc–continent collision in the northwestern Colombian Andes: Insights from stratigraphic and provenance constraints. *Sedimentary Geology*, 401.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105627>
- Pearce, J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En R. S. Thorpe (Ed.), *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (pp. 525–548). John Wiley and Sons.
- Pearce, J. A. (1983). The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths* (pp. 230–249). Birkhauser.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to Basalt Discrimination Diagrams. En D. A. Wyman (Ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (Vol. 12, pp. 79–113).
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1–4), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Petford, N. (2003). Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(August), 399–427.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141352>
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Geological Survey of Western Australia.
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1988). An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. En *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 90).
- Project, B. V. S. (1981). *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. Pergamon Press.
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Memoir of the Geological Society of America*, 204, 31–65. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02))
- Rasband, W. (1997). *ImageJ (Version 1.53) [Software]*.

- REFLEX. (2018). *ioGAS (Versión 7.0) [Software]*. <https://reflexnow.com/product/iogas/>
- Restrepo, J. J., & Toussaint, J. F. (1988). Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189–193.
<https://doi.org/10.18814/epiugs/1988/v11i3/006>
- Reyes, A. G. (1990). Mineralogy, distribution and origin of acid alteration in Philippine geothermal systems, in Third symposium on deep-crust fluids. *Geological Survey of Japan*, 51–58.
- Rodríguez, G., Arango, M. I., & Bermúdez, J. G. (2012). Batolito De Sabanalarga, Plutonismo De Arco En La Zona De Sutura Entre Las Cortezas Oceánica Y Continental De Los Andes Del Norte. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 0(32), 81–98.
- Rodríguez García, G., & Arango Mejía, M. I. (2013). Formación Barroso: Arco volcánico toleítico y Diabasas de San José de Urama: Un prisma acrecionario T-Morb en el segmento norte de la Cordillera Occidental de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 0(33), 17–38.
- Rollinson, H., & Pease, V. (2021). *Using Geochemical Data to Understand Geological Processes* (Segunda edición).
- Sánchez, M. M., & Pardo-Trujillo, A. (2003). *Stratigraphical and sedimentological constraints on western Colombia: Implications on the evolution of the Caribbean plate*.
- Saunders, A. D., & Tarney, J. (1984). Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. *Geological Society Special Publication*, 16, 59–76.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.016.01.05>
- Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G., & Vannucci, R. (2004). The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3–4), 415–432.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.010>
- Schmidt, M. W., & Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1–4), 361–379. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00142-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00142-3)
- Schofield, N., Stevenson, C., Mark, N., & Holford, S. (2021). Igneous Intrusions: Sills, Dykes and Plutons. En *Encyclopedia of Geology* (pp. 313–329). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-08-102908-4.00112-0>
- Sharma, K., Blake, S., Self, S., & Krueger, A. J. (2004). SO₂ emissions from basaltic eruptions, and the excess sulfur issue. *Geophysical Research Letters*, 31(13).
<https://doi.org/10.1029/2004GL019688>
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. En *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 59).
- Spera, F. J. (2000). Physical properties of magmas. En H. Sigurdson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 171–190). Academic Press.
<https://doi.org/10.1016/C2015-0-00175-7>
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 3-1-3–38.
<https://doi.org/10.1029/2001RG000108>

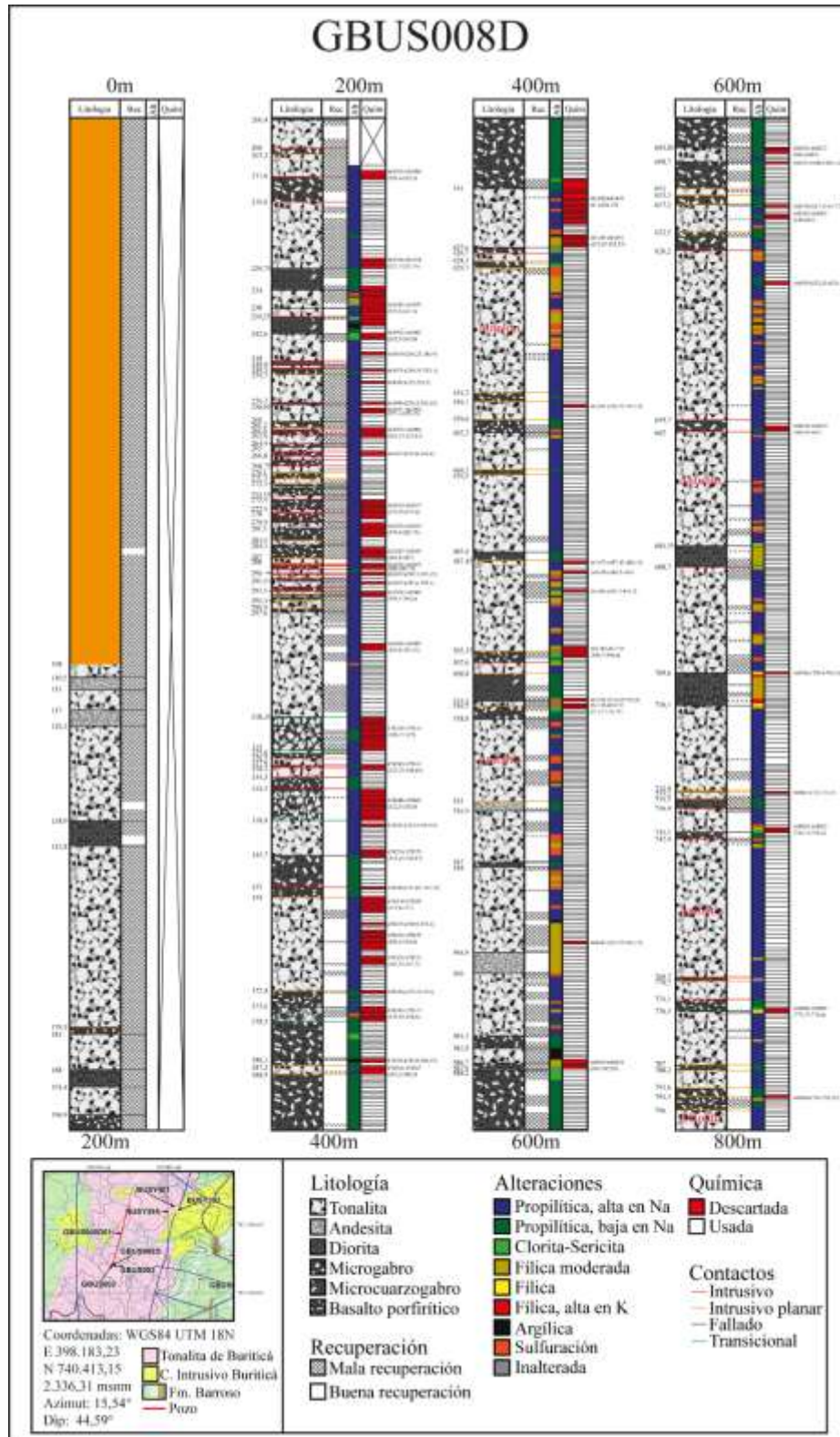
- Stern, R. J. (2015). Magmatism at convergent plate boundaries. En *Encyclopedia of Earth Sciences Series: Vol. Part 2* (pp. 399–407). Springer Netherlands.
https://doi.org/10.1007/978-94-007-6644-0_24-1
- Tarney, J., & Jones, C. E. (1994). Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal - Geological Society (London)*, 151(5), 855–868.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0855>
- Taylor, S. R. (1964). *Trace element abundances and the chondritic Earth model*.
- Toplis, M. J., & Corgne, A. (2002). An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1), 22–37.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0382-5>
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1976). Modelos orogénicos de tectónica de placas en los Andes Colombianos. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 1, 1–47.
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1989). Acreciones sucesivas en Colombia: Un nuevo modelo de evolución geológica. *V Congreso Colombiano de Geología, Memoirs*, I, 127–146.
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (2020). Tectonostratigraphic Terranes in Colombia: An Update Second Part: Oceanic Terranes. En J. Gómez & A. O. Pinilla-Pachon (Eds.), *The Geology of Colombia* (Vol. 2, Número 7, pp. 237–260). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.07>
- Vignerresse, J. L., & Clemens, J. D. (2000). Granitic magma ascent and emplacement: Neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society*, 174, 1–19.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.01>
- Vignerresse, J. L., Tikoff, B., & Améglío, L. (1999). Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302(3–4), 203–224. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00285-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00285-6)
- Warnock, J. (1987). *Adobe Illustrator (Versión 2020 (24.3)) [Software]*.
https://doi.org/https://www.adobe.com/co/products/illustrator.html?sdid=KQPQL&mv=search&ef_id=CjwKCAiA5Y6eBhAbEiwA_2ZWISEO5eQTXzK1pneMT3-HK86JLt_8QVnu6roHB-Ki1K2RItSYm8uV1RoCYu0QAvD_BwE:G:s&s_kwid=AL!3085!3!442303212600!e!!g!!adobe%20illustrator!9499870682!97813413798&gclid=CjwKCAiA5Y6eBhAbEiwA_2ZWISEO5eQTXzK1pneMT3-HK86JLt_8QVnu6roHB-Ki1K2RItSYm8uV1RoCYu0QAvD_BwE
- Webb, S. L., & Dingwell, D. B. (1990a). Non-Newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: experimental results for rhyolite, andesite, basalt, and nephelinite. *Journal of Geophysical Research*, 95(B10).
<https://doi.org/10.1029/jb095ib10p15695>
- Webb, S. L., & Dingwell, D. B. (1990b). The onset of non-Newtonian rheology of silicate melts - A fiber elongation study. *Physics and Chemistry of Minerals*, 17(2), 125–132. <https://doi.org/10.1007/BF00199663>
- Weber, M., Gómez-Tapias, J., Cardona, A., Duarte, E., Pardo-Trujillo, A., & Valencia, V. A. (2015). Geochemistry of the Santa Fé Batholith and Buriticá Tonalite in NW

- Colombia - Evidence of subduction initiation beneath the Colombian Caribbean Plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 257–274.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.04.002>
- Weber, M., Gómez-Tapias, J., Duarte, E., Cardona, A., & Vinasco-Vallejo, C. J. (2011). Geochemistry of the Santa Fe Batholith in NW Colombia: Remnant of an accreted Cretaceous arc. *Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología*, 128–129.
- Weinberg, R. F. (2006). Melt segregation structures in granitic plutons. *Geology*, 34(4), 305–308. <https://doi.org/10.1130/G22406.1>
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Williams-Jones, A. E., & Vasyukova, O. v. (2018). The economic geology of scandium, the runt of the rare earth element litter. *Economic Geology*, 113(4), 973–988.
<https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4579>
- Wilson, M. (2007). *Igneous Petrogenesis: a Global Tectonic Approach*. Springer.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1989.053.372.15>
- Winter, J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (Second Ed.). Pearson Education Limited.
- Wood, D. A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. En *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 50).
- Wright, J. E., & Wyld, S. J. (2011). Late cretaceous subduction initiation on the eastern margin of the caribbean-colombian oceanic plateau: One great arc of the caribbean(?). *Geosphere*, 7(2), 468–493. <https://doi.org/10.1130/GES00577.1>
- Yang, H., Ge, W. C., Zhao, G. C., Dong, Y., Xu, W. L., Ji, Z., & Yu, J. J. (2015). Late triassic intrusive complex in the Jidong region, Jiamusi-Khanka Block, NE China: Geochemistry, zircon U-Pb ages, Lu-Hf isotopes, and implications for magma mingling and mixing. *Lithos*, 224–225, 143–159.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.03.001>

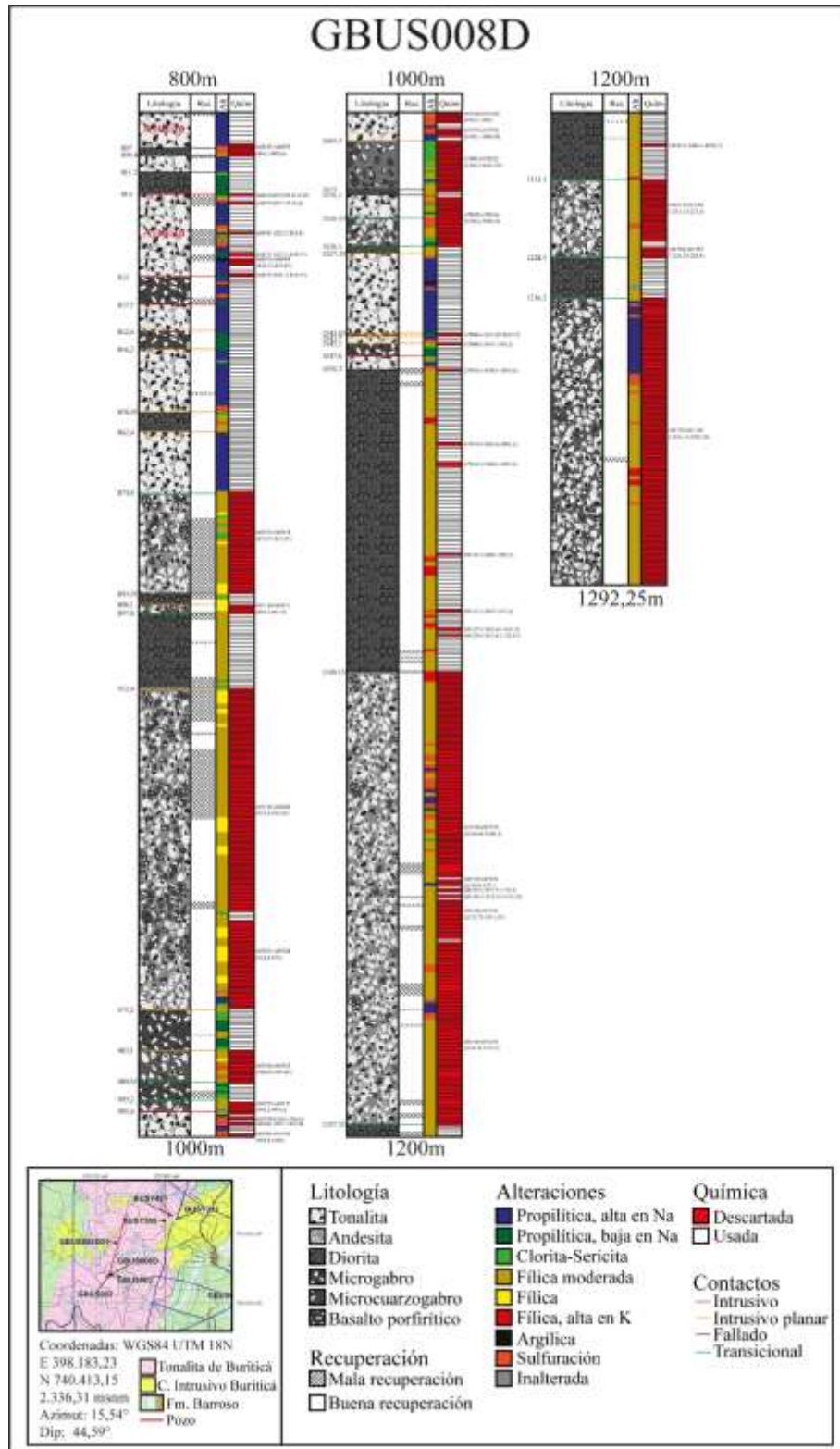
10. Apéndices



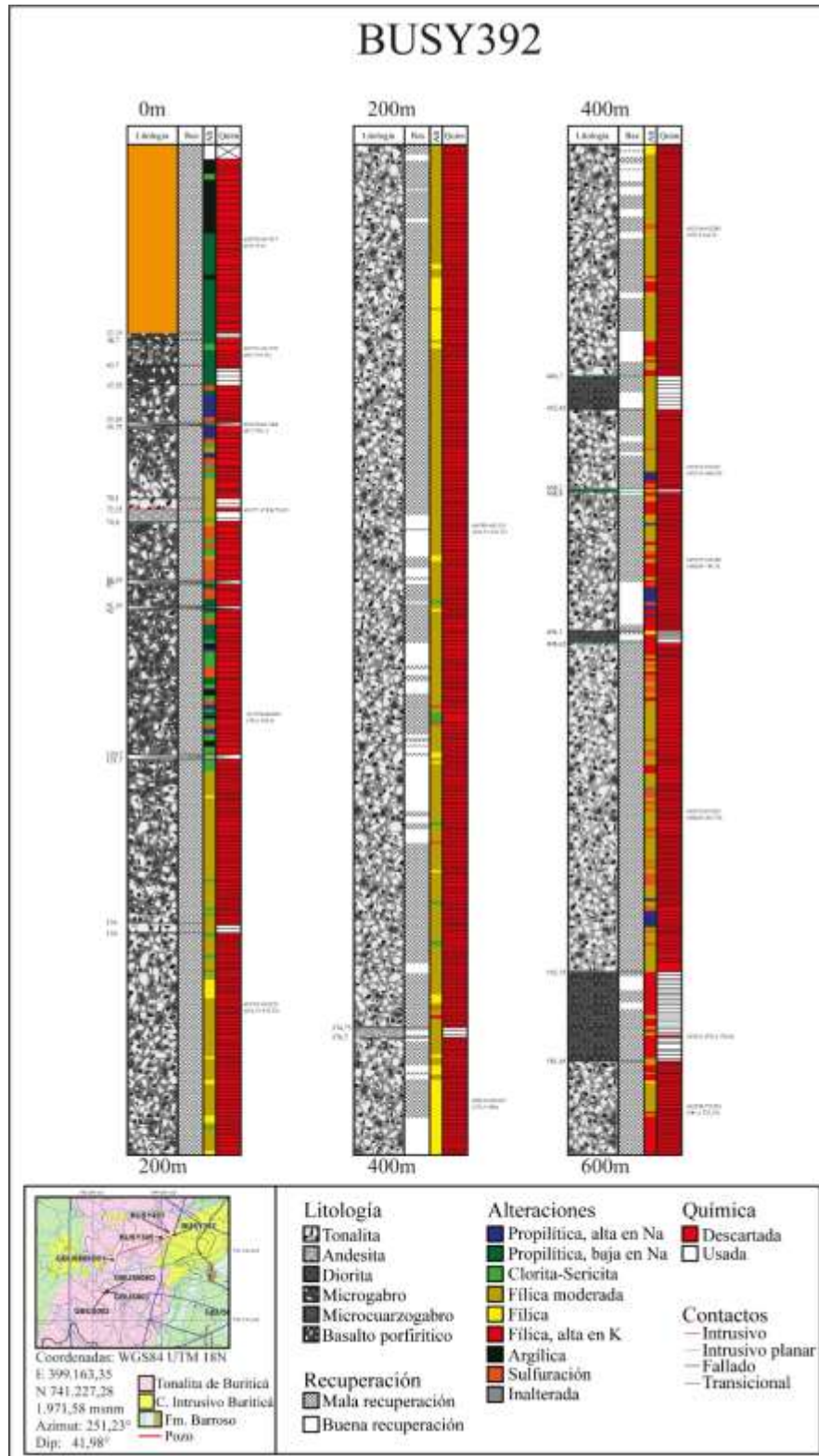
Apéndice 1. Columna del pozo GBUS003.



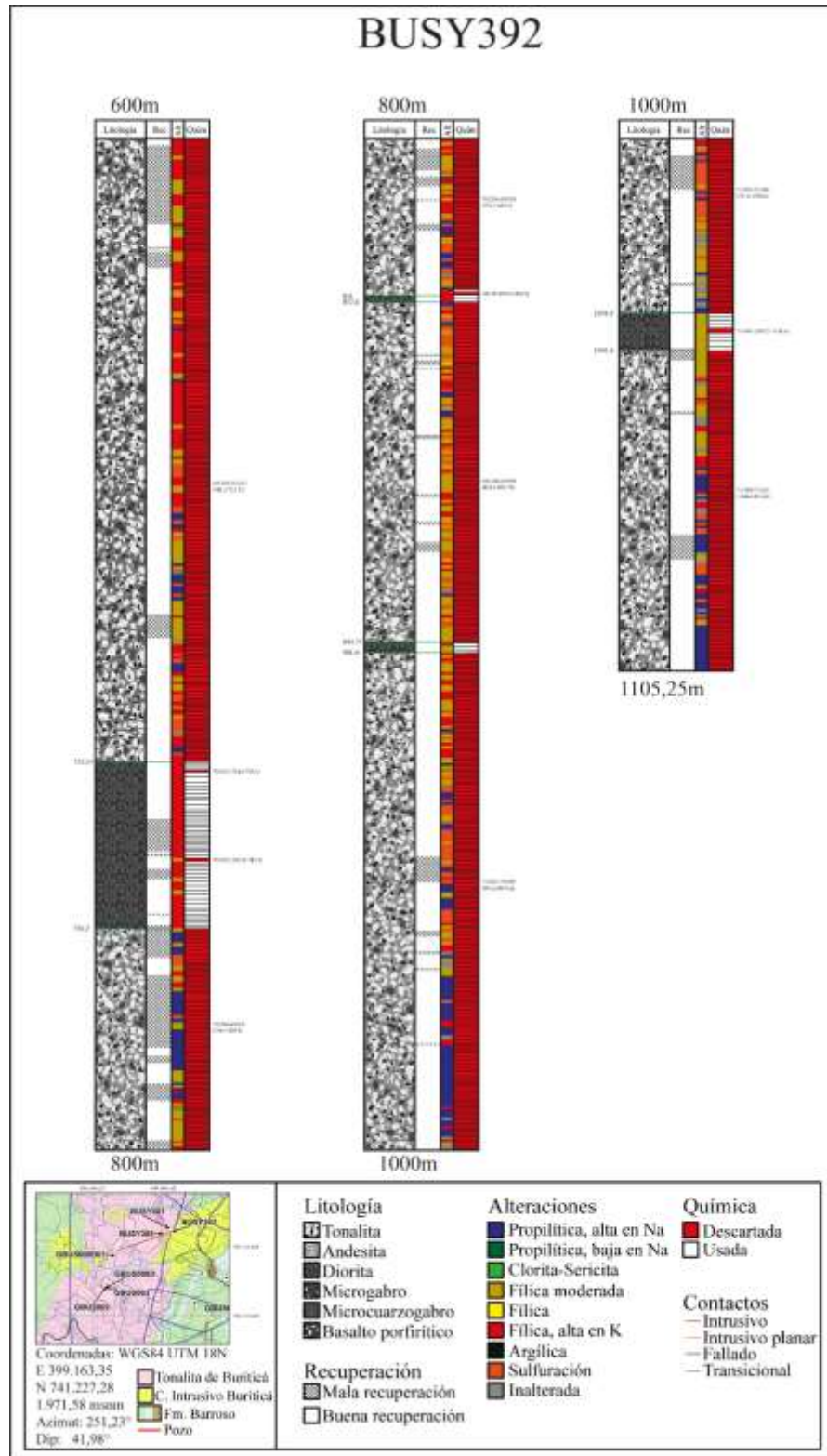
Apéndice 2. Primera parte de la columna del pozo GBUS008D.



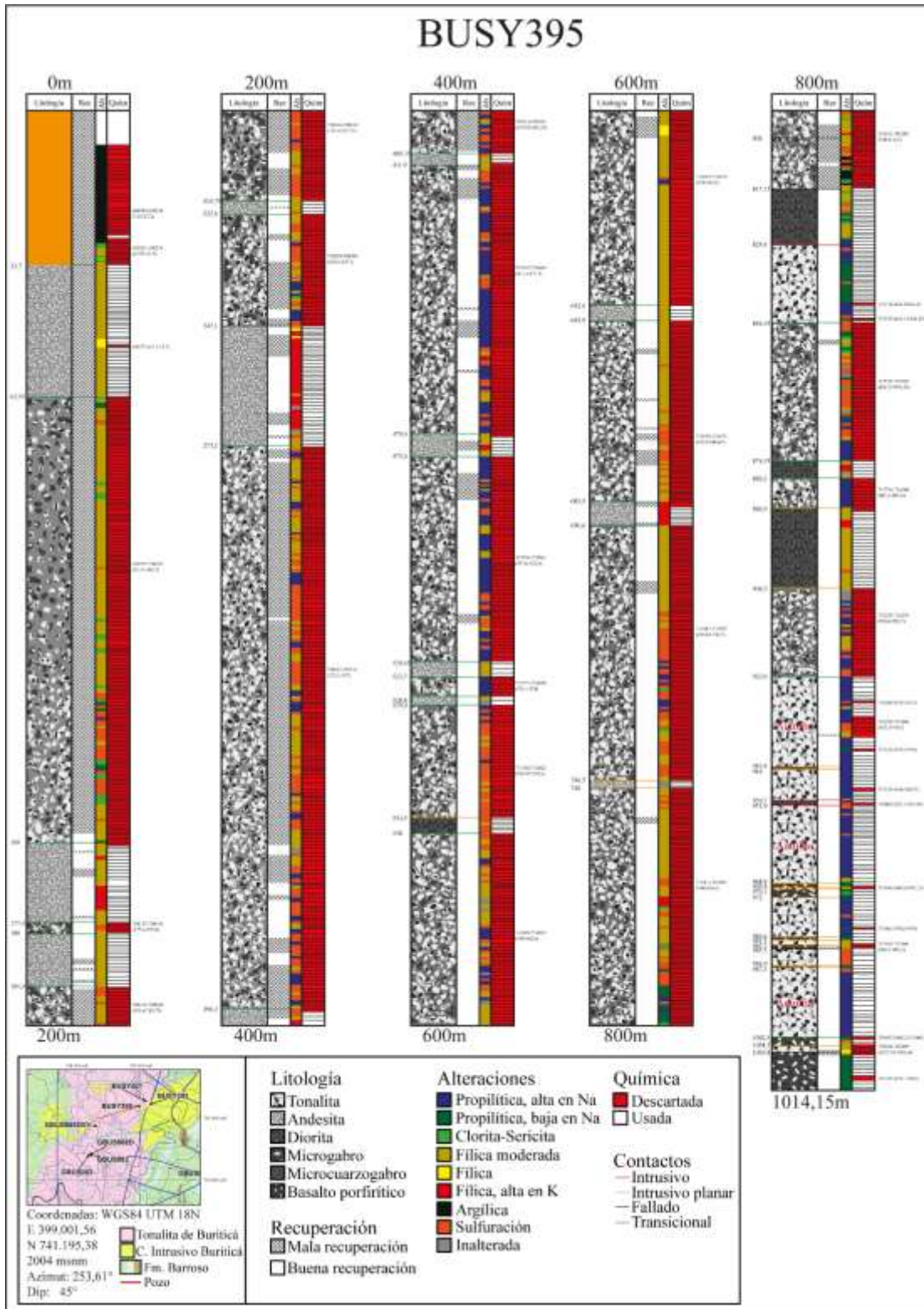
Apéndice 3. Segunda parte de la columna del pozo GBUS008D.



Apéndice 4. Primera parte de la columna del pozo BUSY392.



Apéndice 5. Segunda parte de la columna del pozo BUSY392.



Apéndice 6. Columna del pozo BUSY395.