

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA Y PETROGRÁFICA DE LOS
PRODUCTOS ERUPTIVOS DEL VOLCÁN EL REVENTADOR:
PERIODO 2002-2018**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA**

OPCIÓN: ARTÍCULOS ACADÉMICOS

MARÍA PAULA ESTRELLA MOSQUERA
mariapaulaestrella@gmail.com

Directora: PhD SILVANNA IVONNE HIDALGO TRUJILLO
silvana.hidalgo@epn.edu.ec

Mayo, 2021

DECLARACIÓN

Yo, MARÍA PAULA ESTRELLA MOSQUERA, declaro que el trabajo aquí presentado es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normativa institucional vigente.

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'María Paula Estrella Mosquera', written over a horizontal line.

María Paula Estrella

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por María Paula Estrella Mosquera, bajo mi supervisión.



Firmado electrónicamente por:
**SILVANA IVONNE
HIDALGO
TRUJILLO**

Silvana Hidalgo, PhD.

AGRADECIMIENTOS

Al Altísimo Dios Jehová, la razón de mi existencia y a quien, por su bondad inmerecida, debo todas las metas cumplidas, incluida esta.

A mis adorados padres, Gina y Víctor Hugo; estas líneas no me alcanzan para expresar la gratitud que siento por su inmensurable esfuerzo durante mi crianza y formación profesional y personal; sus fuerzas son inagotables, dignas de admiración. Les debo todo; sin ustedes, nada de esto sería posible, así que gracias. Los amo con todas las fuerzas de mi alma.

A la Dra. Silvana Hidalgo y Dr. Pablo Samaniego por llevar este proyecto de forma responsable, por su paciencia y por compartir conmigo su conocimiento y consejos para hacer de este documento la expresión física de mi amor por esta carrera; como a todos los profesionales que de alguna u otra forma contribuyeron en la realización y culminación de este trabajo y mis estudios universitarios. Mi profunda admiración por su gestión y calidad personal: MSc. Patricio Ramón, Dra. Silvia Vallejo e Ing. Bernardo Beate.

A Diego Narváez, por su amistad e indiscutible ayuda durante el desarrollo de este proyecto. La motivación que me brindaste en esta etapa es difícil de explicar, pero gracias por confiar en mí.

A mis amigos de montañas, proyectos, fiestas, risas y demás: Johannita, Mishell y Henry, ¡lo hicimos! ¿Si ven que también íbamos a la universidad a estudiar? Gracias por tanto. Y a los incondicionales: Sam, Nico, Pablo y Erick; porque no es fácil aguantar mis quejas diarias, muchas gracias por su apoyo.

Finalmente, a todos y cada uno de los que, en cualquier momento a mi paso por la universidad, compartieron conmigo por lo menos un pedacito de su vida. Leo, no lo olvidaría jamás. Nuestras mejores vivencias las llevaré por siempre en mi corazón.

¡Gracias mil!

DEDICATORIA

A quienes me enseñaron el significado de la palabra “dedicación”: mis padres, por su puesto.

A mi no tan pequeño hermano Joaquín A., porque le encuentres gusto al estudio y la investigación.

A todo aquel que en estas líneas encuentre respuesta a lo que estaba buscando. Querido lector, humildemente deseo que este trabajo le sea de ayuda para comprender, aunque sea una ínfima parte de esta maravillosa profesión. ¡No se rindan, el final se acerca!

Con cariño, María P.

ÍNDICE GENERAL.....	i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	iii
ÍNDICE DE TABLAS.....	vi
ÍNDICE DE ANEXOS.....	vii

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	viii
ABSTRACT.....	ix
INTRODUCCION.....	x
Antecedentes.....	x
Justificación.....	xi
Objetivos.....	xi
Objetivo General.....	xi
Objetivos Específicos.....	xii
Alcance.....	xii
CAPÍTULO I MARCO GEOLÓGICO.....	1
1.1. Geodinámica y Volcanismo del Arco Ecuatoriano.....	1
1.1.1. Contexto Geodinámico Regional.....	1
1.1.2. Volcanismo en los Andes Ecuatorianos.....	3
1.1.2.1. Frente Volcánico.....	3
1.1.2.2. Arco Principal.....	4
1.1.2.3. Trasarco.....	5
1.2. Geología del Volcán El Reventador.....	6
1.2.1. Localización y Morfología.....	6
1.2.1.1. Complejo Volcánico Basal (CVB).....	8
1.2.1.2. PaleoReventador (PR).....	8
1.2.1.3. Cono Actual.....	9
1.2.2. Actividad Eruptiva Reciente.....	10
1.2.2.1. Actividad 2002.....	12
1.2.2.2. Actividad 2004-2005.....	13
1.2.2.3. Actividad 2007.....	13
1.2.2.4. Actividad 2008-2009.....	14
1.2.2.5. Actividad 2010.....	14
1.2.2.6. Actividad 2011.....	15
1.2.2.7. Actividad 2012-2017.....	15
1.2.2.8. Actividad 2017-2018.....	16
1.2.2.9. Actividad 2018-2019.....	16

1.2.2.10. Actividad reciente	17
1.2.3. Vigilancia Volcánica	19
CAPÍTULO II METODOLOGÍA	22
2.1. Geoquímica	22
2.2. Estudio Petrográfico	23
2.3. Modelamiento Geoquímico	23
2.3.1. Modelización geoquímica de elementos mayores	24
2.3.2. Modelización geoquímica de elementos trazas	25
CAPÍTULO III RESULTADOS	28
3.1. Estudio Geoquímico	28
3.1.1. Datos	28
3.1.2. Elementos Mayores	29
3.1.3. Elementos Trazas	33
3.1.4. Evolución Temporal	38
3.2. Estudio Petrográfico	45
3.2.1. Fases Minerales	46
3.2.1.1. Olivino	46
3.2.1.2. Piroxeno	47
3.2.1.3. Anfíbol	49
3.2.1.4. Plagioclasa	50
3.2.1.5. Apatito	52
3.2.1.6. Óxidos De Fe-Ti	52
3.2.1.7. Matriz	53
3.2.2. Variación Temporal	54
3.2.2.1. Periodo 2002	56
3.2.2.2. Periodo 2004-2005	58
3.2.2.3. Periodo 2007-2018	59
CAPÍTULO IV INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	61
4.1. Estudio Geoquímico	61
4.1.1. Fraccionamiento de olivino	62
4.1.2. Fraccionamiento de piroxeno	63
4.1.3. Fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti	63
4.1.4. Fraccionamiento de plagioclasa	63
4.1.5. Fraccionamiento de anfíbol	64
4.2. Estudio Petrográfico	66
CAPÍTULO V MODELAMIENTO GEOQUÍMICO	69
5.1. Modelo 1: ol+pl+ap+amp+óx	73

5.1.1. Modelo M1T	73
5.1.3. Modelo M1G2	77
5.2. Modelo 2: ol+pl+cpx+amp+óx.....	79
5.2.1. Modelo M2G1	80
5.2.2. Modelo M2G2	82
5.3. Modelo 3: ol+cpx+pl+óx.....	84
5.3.1. Modelo M3G1	84
5.3.2. Modelo M3G2	86
5.4. Modelo 4: opx+pl+amp+óx.	88
5.4.1. Modelo M4G2	89
5.5. Resumen del capítulo.....	91
CAPITULO VI DISCUSIÓN	93
6.1. Naturaleza De Las Rocas.....	93
6.2. Procesos de Diferenciación Magmática.....	95
6.2.1. Modelo de Cristalización Fraccional.....	95
6.2.2. Procesos de Diferenciación en la Corteza.....	97
6.2.2.1. Corteza Media-Superior (<25 Km).....	97
6.2.2.2. Corteza Media-Inferior (+25-45 km).....	100
6.2.3. Procesos Magmáticos en la Profundidad del Manto.....	102
CAPÍTULO VII CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	105
7.1. Conclusiones.....	105
7.2. Recomendaciones.....	107
REFERENCIAS	108
ANEXOS	124

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1. a) Marco geodinámico regional muestra la interacción de las placas Nazca-Cocos y Sudamericana en el margen ecuatoriano. Algunos rasgos morfológicos asociados son: el Bloque Norandino, la Cordillera de Carnegie, la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) y el Arco Volcánico (Modificado de Hall et al. (2008)). b) Mapa esquemático del arco magmático ecuatoriano y sus respectivas zonas volcánicas paralelas (Modificado de Litherland et al. (1993) y Samaniego et al. (2005)).	2
Fig. 1.2. Mapa topográfico del volcán El Reventador. Curvas de nivel índice cada 200 m e intermedias cada 40 m.....	7
Fig. 1.3. Principales edificios volcánicos del volcán El Reventador: 1) Complejo Volcánico Basal (CVB) 2) PaleoReventador (PR) y 3) Cono Actual (CA) (Fotografía de Marco Almeida, IG-EPN, 2019, modificado de Ameida et al., 2019).	10
Fig. 1.4. Línea de tiempo muestra la evolución de la actividad del volcán El Reventador desde 2002. Las fotografías fueron extraídas de los Informes Especiales del IG-EPN y	

del trabajo de titulación de Naranjo (2013). Se incluye información de los artículos de Vallejo et al. (2016) y Vallejo et al. <i>in prep.</i>	18
Fig. 1.5. Distribución espacial de las corrientes de densidad piroclástica y flujos de lava emitidos por el volcán El Reventador, entre 2002 y 2018 (Modificado de Naranjo (2013), Vallejo et al. <i>in prep</i> y Samaniego et al., 2008).	19
Fig. 1.6. Localización de las estaciones de monitoreo permanente del volcán El Reventador (Modificado de la base del IG-EPN, 2021).	20
Fig. 2.1. Diagrama de flujo del proceso aplicado al modelamiento geoquímico de diferenciación magmática por cristalización fraccional.	27
Fig. 3.1. Sitios de muestreo para el análisis geoquímico de los volcánicos de El Reventador, periodo 2002-2018. Sistema de Coordenadas: UTM WGS84 Z 18S.....	29
Fig. 3.2. Diagrama AFM.....	30
Fig. 3.3. Gráfica SiO ₂ -K ₂ O de Peccerillo y Taylor (1976) muestra la proyección de las rocas de El Reventador a lo largo límite entre las series calcoalcalina y calcoalcalina de alto K. Los límites de composicionales según la clasificación TAS (Le Bas et al., 1986), representada mediante líneas entrecortadas, localiza a todas las muestras sobre el dominio de rocas intermedias, entre los tipos con composiciones andesítica y andesítica-basáltica.	30
Fig. 3.4. Diagrama álcalis total - sílice (TAS) indica la proyección de las muestras del volcán El Reventador en el campo de las rocas intermedias, tipos: andesita (SiO ₂ =57,94 wt. %; Na ₂ O=3,48 wt. %; K ₂ O=1,62 wt. %), traquiandesita basáltica (SiO ₂ =49,20 - 50,52 wt. %; Na ₂ O=2,91 - 4,73 wt. %; K ₂ O=1,62 - 2,46 wt. %) y traquiandesita (SiO ₂ =58,15 wt. %; Na ₂ O=4,35 wt. %; K ₂ O=3,21 wt. %) (Le Bas et al., 1986).	31
Fig. 3.5. SiO ₂ vs Mg # muestra el rango de variación del Mg # en las rocas del volcán El Reventador.	32
Fig. 3.6. Diagramas Harker: Elementos Mayores vs SiO ₂ (expresados en porcentaje en peso).....	33
Fig. 3.7. Diagrama Multielemental normalizado a Manto Primitivo según Sun y McDonough (1989) para las muestras de El Reventador	34
Fig. 3.8. Diagrama de REE normalizado a Condritas según Nakamura et al. (1974) para las muestras de El Reventador.	34
Fig. 3.9. Diagramas pseudoharker: Concentración de elementos traza (expresada en ppm) vs SiO ₂ (expresado en porcentaje en peso wt. %).	36
Fig. 3.10. Relaciones de elementos traza vs. contenido de Rb como índice de diferenciación. a) La/Yb, b) Dy/Yb y c) Sr/Y.	37
Fig. 3.11. Evolución temporal del volcanismo de El Reventador medido en contenido de SiO ₂ y la relación Fe/Mg, para tres periodos eruptivos: 2002, 2004-2005 y 2007-2018.	38
Fig. 3.12. Variación temporal del porcentaje en peso (wt. %) de óxidos mayores graficados respecto al tiempo. Se observan los tres periodos considerados: 2002, 2004-2005 y 2007-2018.....	40
Fig. 3.13. Gráficas de evolución composicional en óxidos mayores respecto al tiempo.	41
Fig. 3.14. Gráfica de Mg# vs tiempo.	41

Fig. 3.15. Evolución de la composición geoquímica medida en partes por millón (ppm) de elementos mayores, para las rocas del volcán El Reventador dentro del periodo 2002-2018.	42
Fig. 3.16. Gráficas de variación de elementos traza (expresados en ppm) respecto al tiempo.....	44
Fig. 3.17. Sitios de muestreo para el análisis de lámina delgada de los volcánicos de El Reventador, periodo 2007-2018. Sistema de Coordenadas: UTM WGS84 Z 18S.....	45
Fig. 3.18. Vista 10x en lámina delgada de las muestras REV 54 (a) y REV 56 (b y c) correspondiente a los flujos LF2 y LF4 emitidos el 21/11/2002 y 1/4/2005, respectivamente.	47
Fig. 3.19. Vista 10x en lámina delgada de las muestras REV 20 y REV 53A correspondiente a los flujos LF1 (a y b) emitido el 6/11/2002 y LF2 (c), el 21/11/2002.	48
Fig. 3.20. Vista 10x en lámina delgada de las muestras REV 50 (a) y REV 42A (b y c) correspondientes al flujo LF3 del 1/11/2004.....	50
Fig. 3.21. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 43 del LF 1 del 6/11/2002. b) REV 50 del LF3 de 1/11/2004, c) y d) REV 20 del LF1 de 6/11/2002.	52
Fig. 3.22. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 53A del LF2 del 21/11/2002. b) REV 15BN del flujo piroclástico de la erupción de 2002 (fecha exacta: 3/11/2002).	53
Fig. 3.23. Variación de porcentaje en volumen del contenido de fenocristales (ol, amp, cpx y pl), matriz, vidrio y vesículas, respecto al tiempo.	54
Fig. 3.24. Diagramas de columnas agrupadas muestran la variación porcentual de los minerales respecto al tiempo, de acuerdo con los periodos: 2002, 2004-2005 y 2007-2018.	55
Fig. 3.25. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 53A y b) REV 31B correspondientes al LF2 del 21/11/2002.	57
Fig. 3.26. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 52 correspondiente al LF3 del 1/11/2004 y b) REV59 correspondiente al LF5 del 1/5/2005.	58
Fig. 3.27. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 74 del LF17 emitido el 1/10/2009, b) REV 70 del LF13 emitido el 1/11/2008 y c) REV 80 del LF67 emitido el 1/6/2017.....	59
Fig. 4.1. Diagramas binarios MgO (como índice de diferenciación) vs Ni-Cr. Las tendencias positivas prueban la relación de proporción directa entra ambos componentes, evidenciando el fraccionamiento de fases tempranas como olivino y clinopiroxeno.....	62
Fig. 4.2. Relaciones de elementos traza vs. contenido de Rb como índice de diferenciación. a) La/Yb y b) Dy/Yb. Los recuadros esquemáticos en los diagramas La/Yb y Dy/Yb versus Rb muestran fraccionamientos esperados para un cumulado con anfíbol o de composición gabrónica (Tomado de Samaniego et al., 2008).	65
Fig. 4.3 Relaciones de elementos trazas vs contenido de sílice cómo índice de diferenciación. a) La/Yb b) Dy/Yb. Recuadros esquemáticos muestran las trayectorias de fraccionamiento mineral para las fases: granate y anfíbol, según los criterios de Davidson et al. (2007).....	65

Fig. 5.1. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.....	75
Fig. 5.2. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 101=magma hijo real, REV 101*= magma hijo teórico, calculado.....	77
Fig. 5.3. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 101=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.....	79
Fig. 5.4. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 101=magma hijo real, REV 101*= magma hijo teórico, calculado.....	81
Fig. 5.5. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 102=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.....	84
Fig. 5.6. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 101=magma hijo real, REV 101*= magma hijo teórico, calculado.....	86
Fig. 5.7. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 101=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.....	88
Fig. 5.8. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 101=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.....	90
Fig. 6.1. Diagramas binarios Sr/Th y Rb/Nb vs a) Rb como índice de diferenciación. b) SiO ₂ como índice de diferenciación.....	104

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Composición en óxidos mayores de las rocas representantes de los magmas parentales y diferenciados que se consideran durante el modelamiento geoquímico de cristalización fraccionada por balance de masas en el volcán El Reventador.....	70
Tabla 2. Composición en óxidos mayores de las fases minerales consideradas en el modelamiento geoquímico de cristalización fraccionada por balance de masas para el volcán El Reventador.....	70
Tabla 3. Coeficientes de partición de algunos elementos trazas, comúnmente utilizados en rocas de composición dacítica (EarthRef.org).....	72
Tabla 4. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M1T.....	74
Tabla 5. Composiciones de los magmas parental (C _o) y diferenciado: teórico (C _i [*]) y real (C _i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M1T.....	74
Tabla 6. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M1G1.....	76
Tabla 7. Composiciones de los magmas parental (C _o) y diferenciado: teórico (C _i [*]) y real (C _i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M1G1.....	76

Tabla 8. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M1G2.	78
Tabla 9. Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M1G2.....	78
Tabla 10. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M2G1.	80
Tabla 11. Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M2G1..	81
Tabla 12. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M2G2.	82
Tabla 13. Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M2G2..	83
Tabla 14. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M3G1.	85
Tabla 15. Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M3G1..	85
Tabla 16. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M3G2.	87
Tabla 17. Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M3G2..	87
Tabla 18. Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M4G2.	89
Tabla 19. Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M4G2..	90

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I ANÁLISIS QUÍMICO EN ROCA TOTAL	125
ANEXO II ANÁLISIS QUÍMICO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA.....	127
ANEXO III TABLA DE COEFICIENTES DE PARTICIÓN DE ELEMENTOS TRAZAS PARA LÍQUIDOS DACÍTICOS.....	132
ANEXO V DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS.....	133
ANEXO V a MODELO 1: $M1T \rightarrow ol+pl+amp+ap+ox$	162
ANEXO V b MODELO 1: $M1G1 \rightarrow ol+pl+amp+ap+ox$	165
ANEXO V c MODELO 1: $M1G2 \rightarrow ol+pl+amp+ap+ox$	168
ANEXO VI a MODELO 2: $M2G1 \rightarrow ol+pl+cpx+amp+ox$	171
ANEXO VI b MODELO 2: $M2G2 \rightarrow ol+pl+cpx+amp+ox$	174
ANEXO VII a MODELO 3: $M3G1 \rightarrow ol+pl+cpx +ox$	177
ANEXO VII b MODELO 3: $M3G2 \rightarrow ol+pl+cpx +ox$	180
ANEXO VIII a MODELO 4: $M4G2 \rightarrow opx+pl+amp+ox$	183

RESUMEN

El Reventador es un estratovolcán andesítico ubicado a 90 km al este de la ciudad de Quito. Es uno de los volcanes que mayor actividad registra desde el periodo histórico (1541 AD) en el Ecuador y tras su reactivación en 2002, se caracteriza por la emisión de ceniza, lavas y flujos piroclásticos en eventos eruptivos de actividad alternante: efusiva-eruptiva.

Entre 2002 y 2018, los productos eruptivos del volcán El Reventador experimentaron un cambio máximo de contenido en sílice aproximadamente igual a ~10 SiO₂ wt. % desde ~53 hasta ~63 SiO₂ wt. %. y tres periodos eruptivos se definieron en 2002, 2004-2005 y 2007-2018 según las tendencias geoquímicas para óxidos mayores. Además, el estudio geoquímico de las rocas de 2007-2018, identificó dos subgrupos adicionales en 53 - 57 SiO₂ wt. %, y 57 - 60 SiO₂ wt. %.

En este estudio, diferentes modelos petrogenéticos se usan para describir la evolución composicional del volcán dentro del periodo 2007-2018. Dichos modelos se construyeron considerando las características geoquímicas y petrográficas identificadas en las rocas y describen un proceso de cristalización fraccionada como el principal mecanismo de diferenciación magmática. El modelamiento geoquímico se ejecutó en dos partes: uno, utilizando datos de elementos mayores a través de la aproximación de balance de masas y dos, utilizando elementos trazas, mediante el modelo de fraccionamiento de Rayleigh.

Los resultados y estudios preliminares sugieren más de un mecanismo de diferenciación para el magma. A niveles de corteza, se discuten: mezcla, asimilación y cristalización fraccionada. Y en cuanto a procesos profundos, una fuente posiblemente afectada por metamorfismo en facies de anfíbolita-eclogita y/o metasomatismo por el ingreso de fluidos de subducción en la fosa.

Palabras clave:

El Reventador, Ecuador, periodos eruptivos, cristalización fraccionada, modelamiento geoquímico, diferenciación magmática

ABSTRACT

El Reventador volcano is an andesitic cone located 90 km east of the city of Quito. It is one of the most active volcanos of Ecuador, registering activity since the historic period (1541 AD). After its reactivation in 2002, El Reventador has emitted ash, lava and pyroclastic flows in a series of alternating eruptive events that included effusive and explosive periods.

Between 2002 and 2018, the silica contents of El Reventador's eruptive events changed by up to ~10 SiO₂ wt. % from ~53 up to ~63 SiO₂ wt. % and three eruptive periods were identified in 2002, 2004-2005 and 2007-2018 according to the geochemical trends for major oxides. Geochemical analysis of the rocks from the 2007-2018 eruptive events identified two additional subgroups between 53 - 57 SiO₂ wt. % and 57 - 60 SiO₂ wt. %.

In this study, different petrogenetic models are used to describe the overall chemical evolution of the volcano in 2007-2018. These models were built according to the chemical and petrographic characteristics of the rocks and describe a fractional crystallization process as the main mechanism of magmatic differentiation. The geochemical modelling was developed in two parts. One using major elements through the approximation of mass balance, and two, using trace elements for Rayleigh fractional crystallization modelling.

Based on the results and previous studies, more than one process of differentiation is discussed for the rocks in El Reventador volcano. At crustal levels, these are: mixing, assimilation, and fractional crystallization. And for the source, a deep mantle probably affected by amphibolite-eclogite facies metamorphism. Subduction-zone metasomatism due to entering fluids into the oceanic trench is also discussed.

Keywords:

El Reventador, Ecuador, eruptive periods, fractional crystallization, geochemical modelling, magmatic differentiation

INTRODUCCION

Antecedentes

El volcán El Reventador es un estratovolcán andesítico ubicado a 90 km al este de la ciudad de Quito (Samaniego et al., 2008). Junto con los volcanes Sangay y Tungurahua, El Reventador es uno de los volcanes más activos del Ecuador (IG-EPN, 2021) del que se conocen, al menos, dieciséis periodos eruptivos desde 1541 AD (es decir durante el denominado período histórico). La erupción más importante (VEI 4) de los últimos 150 años ocurrió en noviembre del 2002 y provocó daños en el Oleoducto de Crudos Pesados (OCP); además de cierres de negocios, centros educativos y el aeropuerto internacional de la capital, Quito (Hall et al., 2004).

En general, la actividad eruptiva del volcán está controlada por alternancia de periodos efusivos y explosivos muy frecuentes, caracterizados por emisiones de lava y CDPs. A pesar de su ubicación en la zona subandina, la accesibilidad al área ha permitido la elaboración de algunos estudios al respecto de la distribución y composición de sus productos eruptivos y actividad sísmica asociada. No obstante, es importante resaltar que las persistentes malas condiciones climáticas limitan su observación.

Algunos estudios destacables son, por ejemplo: el modelo de evolución geológica y estratigráfica propuesto por el antiguo Instituto Ecuatoriano de Electrificación, INECEL (1988); y los artículos de Hall et al. (2004), Delpit et al. (2008), Ridolfi et al. (2008) y Samaniego et al. (2008) donde se describe, entre otras cosas, el proceso eruptivo de 2002, la dinámica eruptiva y la composición de los magmas emitidos.

También, detalles de la actividad sísmica y de infrasonido del volcán han sido estudiados (Johnson et al., 2006; Lees et al., 2008; Ortiz et al., 2021); e incluso se ha logrado estimar el volumen y morfología de los productos lávicos hasta el 2016, mediante técnicas actualizadas de termografía (Ramon y Vallejo, 2012; Vallejo et al., 2015; 2016; 2019; Vallejo et al. *in prep.*), sensores remotos (Naranjo et al., 2016) e imágenes satelitales (Arnold et al., 2017; Arnold et al., 2019). El último mapa de amenaza volcánica asociado a la actividad del volcán El Reventador se publicó en el año 2011 (Bourquín et al., 2011).

El objetivo del presente trabajo es describir la petrografía y geoquímica de los productos eruptivos en el período 2007-2018, e identificar los procesos magmáticos que tuvieron lugar antes de las erupciones y que influyen en la composición de las rocas. Estos datos

se complementarán con los estudios realizados para el periodo precedente (2002-2005), con el fin de presentar un resumen integral del comportamiento del volcán tras su reactivación en 2002. Así, la elaboración de este trabajo podría significar un aporte para el estudio de los procesos que desempeñan un rol desde la formación del magma hasta su emplazamiento final.

Justificación

En Ecuador, el potencial impacto del volcanismo en el desarrollo de la sociedad hace indispensable su estudio. Para el caso del volcán El Reventador, cuya actividad eruptiva ha sido constante a lo largo del periodo histórico, un estudio a detalle de la composición de sus rocas es de mucha relevancia para alcanzar una interpretación unificada de su evolución en el tiempo. Ampliando la información hasta la fecha difundida, este proyecto no solo sienta un precedente para futuras investigaciones, sino que, mediante su contribución al conocimiento científico del volcán, permitirá mejorar el proceso de evaluación y gestión de la amenaza asociada a este y a edificios similares. Además, verifica el papel fundamental que desempeña el estudio petrográfico y geoquímico en la correcta interpretación de los procesos magmáticos y expone la utilidad de metodologías analíticas para estudiar sistemas volcánicos activos.

Finalmente, como requisito para completar los estudios de tercer nivel, esta investigación se realiza como parte de la formación profesional de la autora, previo a la obtención del título de Ingeniera Geóloga.

Objetivos

Objetivo General

Construir un modelo de evolución magmática para los magmas emitidos por el volcán El Reventador que explique el cambio composicional plasmado en las tendencias geoquímicas y características petrográficas de sus productos eruptivos desde 2002 hasta 2018.

Objetivos Específicos

- Recopilar información de la geotectónica y geomorfología del volcán El Reventador para comprender el contexto regional de desarrollo y relación con la química y petrografía de sus rocas.
- Estudiar las variaciones geoquímicas y mineralógicas presentes en los productos eruptivos del volcán El Reventador, durante el periodo 2002-2018.
- Identificar y describir tendencias geoquímicas de elementos mayores y trazas; y texturas y estructuras minerales en lámina delgada que permitan reconocer procesos de diferenciación magmática como: cristalización fraccional y mezcla de magmas.
- Interpretar, modelar y discutir la evolución composicional de las rocas del volcán El Reventador, emitidas dentro del periodo 2002-2018.

Alcance

En este trabajo se describieron en total 28 muestras de roca en lámina delgada y se utilizó 80 muestras previamente analizadas, para elementos mayores, menores y trazas. Todas las rocas fueron muestreadas por personal del IG-EPN luego de eventos eruptivos importantes y se utilizaron para determinar procesos de diferenciación y condiciones pre-eruptivas, en función de los resultados.

Con la presentación de un modelo de evolución magmática, este proyecto pretende aportar al conocimiento científico de la geología del Ecuador, en el área de vulcanología y, específicamente, contribuir al entendimiento de los procesos magmáticos y naturaleza de las erupciones de El Reventador. La nueva información referente a la composición de los productos eruptivos del volcán aportará al estudio integral de su dinámica. Y los resultados, vistos desde una perspectiva histórica, apoyarán en la gestión y evaluación del riesgo volcánico de forma asertiva, de manera que puedan afrontarse las repercusiones socioeconómicas que un daño similar al causado por la erupción de noviembre de 2002 significaría en la actualidad.

CAPÍTULO I

MARCO GEOLÓGICO

1.1. Geodinámica y Volcanismo del Arco Ecuatoriano

1.1.1. Contexto Geodinámico Regional

De acuerdo con los límites latitudinales definidos por Winter (2014), el arco volcánico del Ecuador pertenece a la Zona Volcánica del Norte de los Andes (NVZ). Su desarrollo está principalmente controlado por la subducción oblicua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, en un proceso que ocurre a 55-58 mm/año (Nocquet et al., 2014), en dirección N83°E (Trenkamp et al., 2002; Nocquet et al., 2014) y a un ángulo entre 25° y 35° (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999; Guillier et al., 2001; Yepes et al., 2016).

Además de la NVZ, el volcanismo andino contiene otras tres provincias volcánicas que son: Zona Volcánica Central (Perú y Norte de Chile), Zona Volcánica Sur (Chile Central) y Zona Volcánica Austral (Chile Sur) (Thorpe et al., 1982; Stern et al., 1984 en Bourdon et al., 2003). Estas zonas están separadas una de otra por segmentos sin volcanismo activo que son, excepto para el sur de Chile, el resultado del ingreso en la fosa de rasgos morfológicos asísmicos que generan un estilo de subducción conocido como subducción sub-horizontal o *flat slab*. Ejemplos de rasgos morfológicos asísmicos en el piso oceánico son, por ejemplo, el *ridge* de Nazca, en Perú o el *ridge* Juan Fernández, en Chile (Bourdon et al., 2003).

En lo que respecta al segmento ecuatoriano, dos estructuras morfológicas importantes entran en subducción frente al arco. Una es la Zona de Fractura de Grijalva, al sur, y otra, la Cordillera submarina de Carnegie (Fig. 1.1a) (Yepes et al., 2016). La Zona de Fractura de Grijalva separa dos segmentos con diferente corteza oceánica. La edad, origen y geometría de la corteza subducida en cada una, sugieren distintos gradientes térmicos para cada segmento. Esto es: la zona norte es más caliente y más joven respecto a la zona sur (Ancellin et al., 2017; Narvaez et al., 2018).

En cuanto a la Cordillera de Carnegie, esta estructura submarina es la traza del punto caliente de Galápagos sobre la placa Nazca. Su entrada en la fosa está relacionada, primero, con la reducción del ángulo de subducción en aproximadamente 10° (de ~35° a ~25°) (Guillier et al., 2001) y, segundo, con la separación del margen en dos

segmentos tectónica y sísmicamente diferentes (Bethoux et al., 2011; Staller et al., 2018). Además, a esta se le atribuyen algunas particularidades químicas que caracterizan a las rocas de los Andes (Gutscher et al., 1999; Bourdon et al., 2002).

El inicio de la subducción de la Cordillera de Carnegie y, por tanto, su eventual participación en el magmatismo, es un tema ampliamente debatido en la literatura científica (Lonsdale y Klitgord, 1978; Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999; Bourdon et al., 2002; Sallarès y Charvis, 2003; Garrison y Davidson, 2003; Spikings et al., 2001; Lonsdale, 2005). La edad que mejor parece ajustarse con la morfología submarina del margen ecuatorial según Collot et al. (2017) y otros autores se encuentra entre 4 y 5 Ma (Bourdon et al., 2002; Gailler et al., 2007; Collot et al., 2017). Pero se han propuesto también: 9-15 Ma (Spikings et al., 2001), 6-8 Ma (Gutscher et al., 1999) y 1-2 Ma (Lonsdale y Klitgord, 1978; Witt et al., 2006).

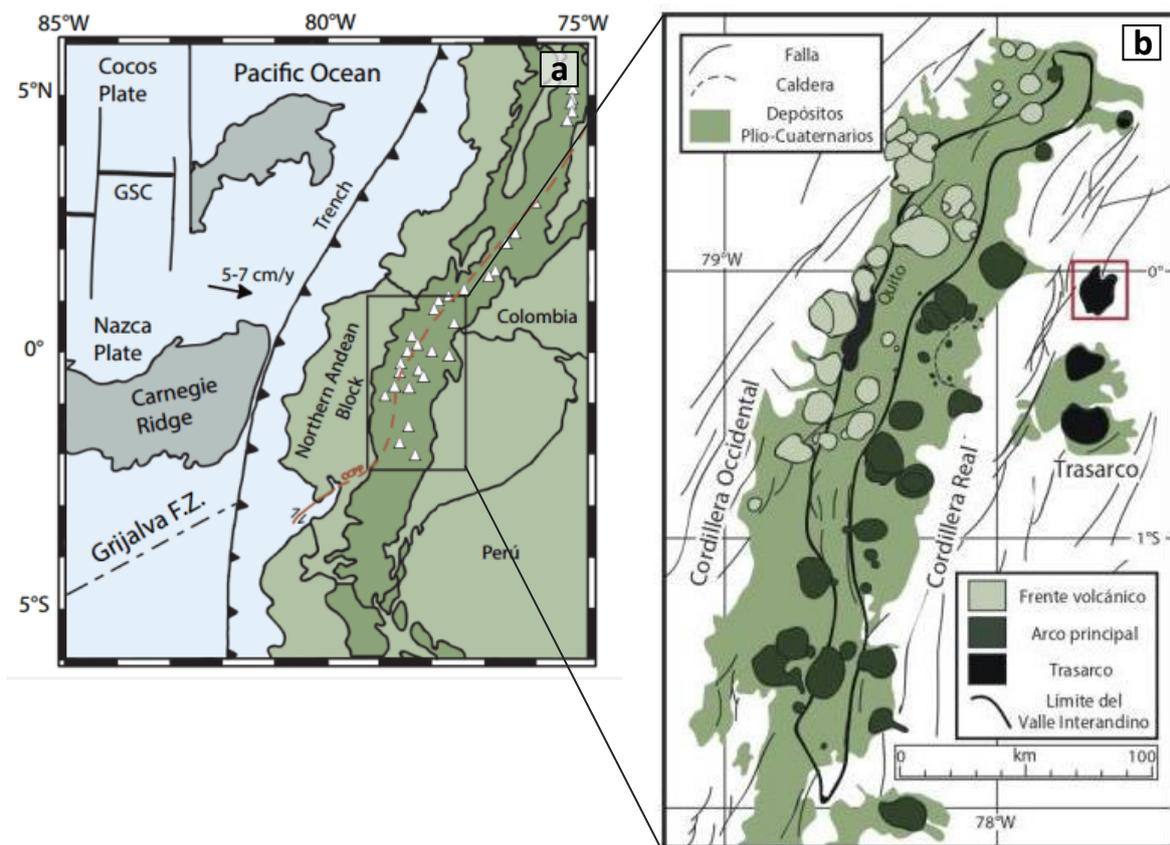


Fig. 1.1. a) Marco geodinámico regional muestra la interacción de las placas Nazca-Cocos y Sudamericana en el margen ecuatorial. Algunos rasgos morfológicos asociados son: el Bloque Norandino, la Cordillera de Carnegie, la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) y el Arco Volcánico (Modificado de Hall et al. (2008)). b) Mapa esquemático del arco magmático ecuatorial y sus

respectivas zonas volcánicas paralelas (Modificado de Litherland et al. (1993) y Samaniego et al. (2005)).

La complejidad de la convergencia en el margen ecuatoriano también se refleja en el desarrollo del segmento litosférico conocido como Bloque Norandino a lo largo del sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (Alvarado et al., 2016). Dicho bloque se mueve en dirección NE, a una velocidad de 7.5–9.5 mm/año (Nocquet et al., 2014), poniendo en evidencia el régimen de esfuerzos transpresivo que controla la deformación en el margen. Además, atribuible a la interacción entre las placas Nazca y Sudamericana son los grandes terremotos, comúnmente ubicados en la Costa Centro-Norte del país (Nocquet et al., 2010).

Finalmente, los Andes ecuatorianos se conforman de al menos 76 centros volcánicos (Ramón et al., 2021) de edad pleistocena y holocena que se extienden por aproximadamente 650 km de largo y 150 km de ancho (Hall et al., 2008).

1.1.2. Volcanismo en los Andes Ecuatorianos

El volcanismo Plio-Cuaternario del Ecuador continental se manifiesta en forma de cuatro alineamientos de centros volcánicos paralelos con dirección aproximada N-S (Hall et al., 2008) que se agrupan de la siguiente manera: Frente volcánico, compuesto por los volcanes de la Cordillera Occidental; Arco Principal, constituido por los volcanes de la Cordillera Real y Callejón Interandino; y Trasarco, a la que pertenecen los edificios volcánicos de la Zona Subandina (Monzier et al., 1999; Hidalgo et al., 2012) (Fig. 1.1b). De acuerdo con su actividad, cada volcán se clasifica en: extinto, si no registra erupción desde hace al menos el límite Pleistoceno-Holoceno (11.700 años); potencialmente activo, si su última erupción ocurrió durante el Holoceno; activo, si ocurrió durante el período histórico (es decir posterior a 1532 AD); y en erupción, si registra actividad eruptiva en curso o en los últimos dos años (IG-EPN, 2021; Ramón et al., 2021).

A continuación se presentan: un resumen de la actividad volcánica del Ecuador continental y las características geológicas regionales de cada subdivisión.

1.1.2.1. Frente Volcánico

El frente de arco está compuesto por complejos volcánicos cuyas elevaciones varían desde los 3000 hasta los 6000 msnm. La composición química de las rocas más jóvenes, es decir asociadas a erupciones del Pleistoceno Tardío-Holoceno, ha sido

descrita como andesítica o dacítica, pero tiende a estar entre los rangos de 60-66% SiO₂ y 0.9-1.5% K₂O (Hall et al., 2008). Las rocas del frente volcánico normalmente presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti; mientras el cuarzo y la biotita son escasos. Una característica morfológica que distingue a los centros volcánicos del Frente Volcánico, del resto, es que usualmente presentan cicatrices de deslizamiento abiertos al oeste, con dimensiones que alcanzan los 3 km. Incluye, entre otros, a los volcanes: Pichincha, Pululahua (Andrade et al., 2014), Atacazo-Ninahuilca e Ilinizas (Hall et al., 2008).

Los volcanes del frente volcánico están contruidos sobre rocas máficas y ultramáficas con afinidad de *plateau* oceánico correspondientes al basamento de la Cordillera Occidental y sedimentos asociados. Estos conjuntos son definidos como Formación Pallatanga y Unidad San Juan (Hughes y Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2009).

1.1.2.2. Arco Principal

Como se mencionó previamente, el Arco Principal se compone de los volcanes que conforman los alineamientos del Callejón Interandino y la Cordillera Real.

- **Callejón Interandino**

Irregularmente a lo largo del eje del Callejón Interandino (CIA), algunos centros volcánicos que conforman el arco principal se desarrollan con alturas entre 3700 y 4700 msnm. La mayoría se encuentran en estado extinto y se caracterizan por presentar calderas remanentes y domos de lava en su interior (e.g. Pasochoa). Los volcanes Ilaló, Rumiñahui e Imbabura son parte de este grupo; y asociados a este último, se tienen avalanchas de escombros y flujos de ceniza del Plioceno-Pleistoceno (Hall et al., 2008). La composición química característica de este grupo describe andesitas básicas con piroxeno y anfíbol ocasional; y varía entre 57-60% SiO₂ y 0.5-1.0% K₂O (Hall et al., 2008). No obstante, también se consideran parte, los depósitos riolíticos asociados a fases explosivas del Mojanda Fuya-Fuya (Robin et al., 2009).

En cuánto a la naturaleza del basamento en esta zona, no se conoce con certeza el tipo de rocas que lo constituyen. Sin embargo, se cree que los volcanes del Callejón Interandino se emplazaron sobre unidades litológicas similares a las de la Cordillera Occidental (Toro y Jaillard, 2005).

- **Cordillera Real**

El arco principal también está compuesto por estratovolcanes de composición andesítica (y algunos edificios riolíticos) con alturas que varían entre 5700 y 5900 msnm. Se destacan por su actividad los volcanes: Tungurahua, Cotopaxi y Sangay. En esta división son comunes los flujos de lava en los flancos de los volcanes, como flujos de escombros por derretimiento de las capas glaciares y tefras que se han desplazado hasta el Callejón Interandino. En *general*, los productos de las erupciones más jóvenes presentan afinidad calcoalcalina (56-61% SiO₂; 1-2% K₂O) con presencia de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti ± olivino (Hall et al., 2008). Cabe resaltar, no obstante, que esta condición no se cumple en todos los casos; como en El Cayambe, por ejemplo.

El basamento sobre el cual se asientan los edificios de la Cordillera Real está constituido por secuencias de rocas metamórficas del Precámbrico y Cretácico, también intruidas por plutones graníticos del Jurásico-Cenozoico (Aspden y Litherland, 1992); lavas y volcanosedimentos del Cenozoico Tardío.

1.1.2.3. Trasarco

Al este de la Cordillera Real se desarrolla la zona del trasarco. Aquí se encuentra un pequeño grupo de estratovolcanes de pequeñas elevaciones (2000-4000 msnm), cuyo mayor representante es el volcán Sumaco, aunque también se encuentran: Pan de Azúcar, Yanaurcu y los conos de Puyo (Hoffer et al., 2008). Los productos eruptivos de El Sumaco corresponden esencialmente a basanitas y tefritas (42-53% SiO₂; 1-5% K₂O) que se caracterizan por presentar grandes fenocristales de piroxeno de Na y haüyna, inmersos en una matriz microcristalina de plagioclasa, piroxeno, óxidos de Fe-Ti ± olivino y noseana (Hall et al., 2008).

Por su ubicación geográfica, algunos autores también incluyen al volcán El Reventador en este grupo (Nieto, 1991; Barragan y Baby, 2002; Barragan et al., 2005). Sin embargo, las marcadas variaciones geoquímicas y petrográficas de sus productos volcánicos, con respecto a El Sumaco, ubicado a tan solo 50 km de distancia, lo han hecho más bien comparable con algunos sistemas volcánicos del Arco Principal (Hall et al., 2008) . Por ejemplo, del volcanismo calcoalcalino de El Reventador, se discute una ligera firma adakítica, parecida a la de los volcanes Cayambe y Antisana (Barragan y Baby, 2002). E, incluso, se ha logrado determinar cierto grado de similitud entre la composición

radiogénica de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ del volcán El Reventador y algunos edificios del este de la Cordillera Real, como El Sangay (Ancellin et al., 2017).

A pesar de esto, los volcanes del trasarco reposan sobre un mismo basamento continental compuesto por granulitas provenientes del oeste del escudo continental de Guyana y una secuencia de sedimentos del Paleozoico y Mesozoico (Baby et al., 2014). Entonces, para explicar la variabilidad composicional del alineamiento subandino, se han considerado parámetros como: la profundidad de la zona de Benioff (Nieto, 1991), geometría de la corteza subducida, distancia volcán-fosa, fuente, composición y aporte del fluido metasomatizante en la cuña mantélica (e.g. Barragan y Baby, 2002; Bourdon et al., 2003; Samaniego et al., 2005; Hidalgo et al., 2012).

1.2. Geología del Volcán El Reventador

1.2.1. Localización y Morfología

El volcán El Reventador está ubicado en el límite que divide a las provincias de Napo y Sucumbíos, 90 km al este de la ciudad de Quito (Samaniego et al., 2008). Con un volumen estimado en 93 km^3 (IG-EPN, 2021), este volcán ocupa parte de la reserva Ecológica Cayambe-Coca (Lasso, 2009) en la que el relieve accidentado y las persistentes condiciones climáticas lluviosas limitan la observación continua de su actividad. Uno de los ingresos al volcán se lo realiza a través de un sendero de casi 6 km de extensión que se localiza a la base del flanco sur, en el km 97 de la vía Lago Agrio-Quito.

Algunos elementos destacables que atraviesan la zona de localización del volcán El Reventador son: la falla del Río Quijos (Hall et al., 2000) y los ríos: Reventador, Marker, San Carlos, Quijos y Coca. También, la infraestructura de transporte de hidrocarburos correspondiente a los sistemas SOTE y OCP (Fig. 1.2).

Geológicamente, el complejo volcánico Reventador está emplazado en la parte norte del Levantamiento Napo, dentro de la Zona Subandina del Ecuador (0.08°S , 77.66°W) (Aguilera et al., 1988 en Morales et al., 2016). Es uno de los volcanes que más alejado se encuentra de la fosa de subducción y está constituido por una secuencia de productos efusivos y explosivos (flujos de lava, avalanchas de escombros y flujos piroclásticos) que alcanzan los 1000 m de espesor (Barragan y Baby, 2002; INECEL, 1988). Además, una serie de fallas de dirección NNE que buzanan al oeste atraviesan la

zona. Estas fallas están activas desde el Plio-Cuaternario con movimientos dextrales (Egüez et al., 2003; Tibaldi, 2005). Y específicamente al occidente del volcán, por donde atraviesa el sistema de fallas subandinas-Chingual, los segmentos Salado y Reventador, se asocian con eventos sísmicos relevantes (Rivadeneira et al., 2007).

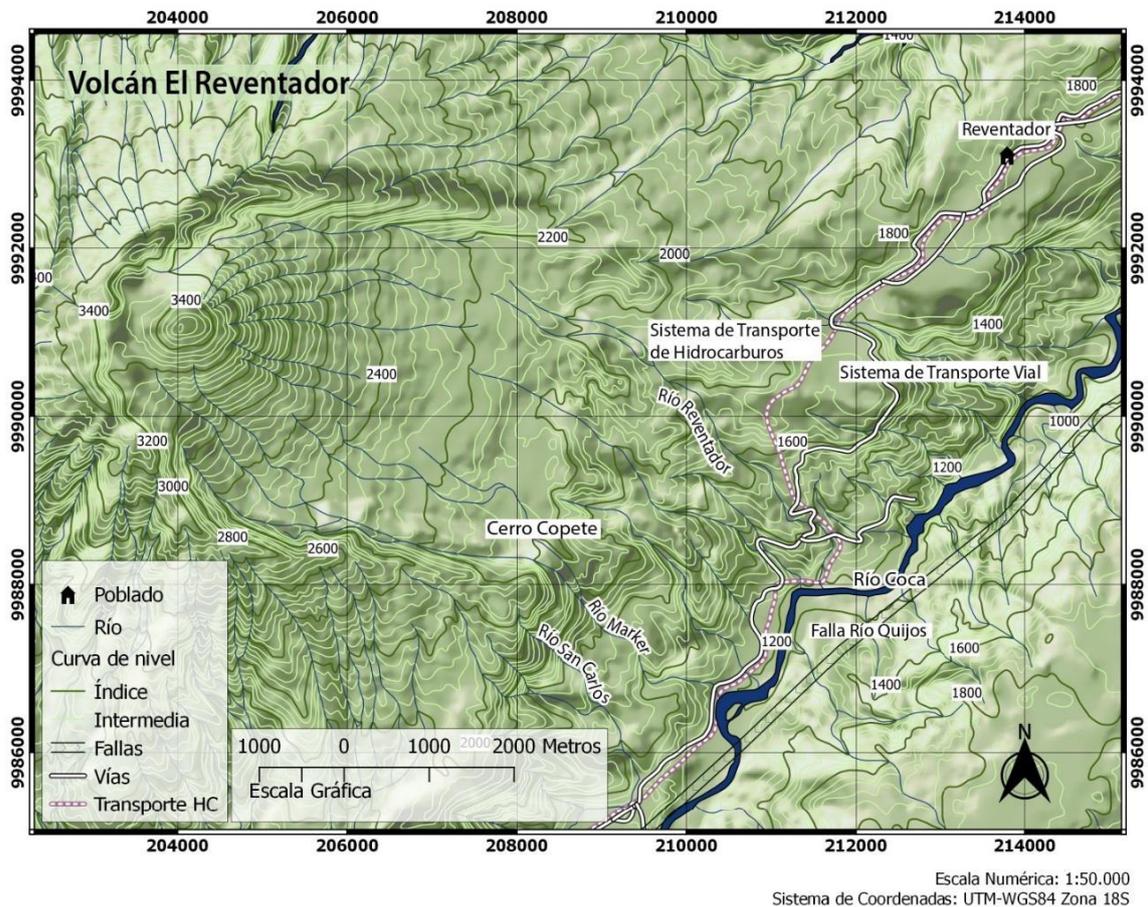


Fig. 1.2. Mapa topográfico del volcán El Reventador. Curvas de nivel índice cada 200 m e intermedias cada 40 m.

El volcán El Reventador reposa sobre las formaciones mesozoicas del Levantamiento Napo (Nieto, 1991). La estratigrafía general de esta zona es similar a la de la cuenca Oriente, puesto que constituye su parte deformada (Bulot et al., 2007). El basamento está compuesto por rocas precámbricas del escudo de Guyana, sobre el que yacen las Formaciones Misahuallí (engrosada hacia el área de El Reventador) y Chapiza. A continuación se encuentran las formaciones cretácicas: Hollín, Napo, Tena y finalmente ocurre la sedimentación cuaternaria dominada por el volcanismo de los volcanes Sumaco y Reventador (Nieto, 1991).

Según Nieto (1991), la evolución morfo-estructural de El Reventador inicia en el Plioceno. La misma está representada por tres grandes unidades estratigráficas que corresponden a los edificios volcánicos: 1) Complejo Volcánico Basal (CVB) 2) PaleoReventador (PR) y 3) Cono Actual (CA) (Fig. 1.3) (INECEL, 1988), descritos a continuación.

1.2.1.1. Complejo Volcánico Basal (CVB)

El CVB aflora hacia el noroccidente del actual centro eruptivo. En esta zona, los productos eruptivos del CVB se constituyen, en la parte basal, por ignimbritas intercaladas con depósitos menores de oleadas piroclásticas y piroclastos de caída; y luego, por lavas y brechas volcánicas; mientras que en la parte centro y centro-oriente son comunes porciones aisladas y afectadas por dislocaciones tectónicas. Los centros dómicos: Cerro Copete, ubicado en la antigua ladera sur del volcán (Fig. 1.2), y los Cerros Líder y Mirador ubicados hacia el noreste del volcán (ver mapa geológico de El Reventador en INECEL (1988)), también son parte de su morfología.

La composición de las rocas asociadas a la actividad del CVB presentan un amplio rango de variación, desde basaltos hasta dacitas (Ridolfi et al., 2008), con predominancia de dacitas (INECEL, 1988). Así, por ejemplo, el Cerro Copete, de composición andesítica, representaría el estancamiento en la corteza de una masa magmática (expuesta por erosión), generada en una fase de actividad inicial del cono; mientras que los cerros Líder y Mirador, de composición más evolucionada, corresponderían a una de sus fases tardías (INECEL, 1988).

En cuanto a su origen, Nieto (1991) propone que la construcción del antiguo volcán comenzó con el colapso de un primer cono inicial, denominado "Paleoreventador I". Y a partir de entonces, alcanzó un volumen de alrededor de $\sim 100 \text{ km}^3$, de acuerdo con la disposición general de los productos eruptivos antes señalados (INECEL, 1988). La actividad del CVB termina con el colapso de los sectores centro y oriente del edificio, provocando una gran avalancha de escombros de $12.9 \pm 1.8 \text{ km}^3$ (Almeida y Cruz, 1986; INECEL, 1988). Entonces inicia la actividad del PaleoReventador (INECEL, 1988).

1.2.1.2. PaleoReventador (PR)

El edificio PR (PaleoReventador II según Nieto, 1991) se compone de una secuencia mixta de productos explosivos y efusivos localizados en la zona occidental del anfiteatro

actual. La parte más antigua del cono aflora en el norte y se reconocen principalmente productos lávicos de composición andesítica y basalto-andesítica. En niveles superiores, estos productos están intercalados con depósitos de flujos piroclásticos y, en mayor proporción, piroclastos de caída. En la parte occidental se encuentra la secuencia de productos explosivos más importante. En esta se distinguen dos periodos de actividad, separados uno de otro por un paleosuelo. La primera se compone de piroclastos de caída con fragmentos de lapilli y pómez; y la segunda por depósitos inicialmente de caída y luego, flujos piroclásticos (INECEL, 1988).

El edificio PR fue destruido por fenómenos de colapso y deslizamiento en masa que fueron el resultado, primero, de una violenta erupción que vació la antigua cámara magmática y provocó el colapso del flanco este del edificio, y segundo, debido a la gran inestabilidad que la erosión del Río Coca provocaba a la base del cono. La avalancha de escombros generada a partir de la explosión ocurrida hace 20.000 AP alcanzó los $6.7 \pm 1.5 \text{ km}^3$ (Almeida y Cruz, 1986) y recubrió los depósitos del CVB. Los flujos de lava ubicados debajo de dicha avalancha marcan la conclusión de la actividad del PR (INECEL, 1988).

1.2.1.3. Cono Actual

El cono actual de El Reventador se ubica en el sector occidental de la cicatriz en forma de herradura orientada al este, sobre la cual se desarrolló el estratovolcán (Almeida et al., 2019). Alcanza una altura máxima estimada en 3600 m luego de la erupción de 2002 (IG-EPN, 2021) y un volumen total de aproximadamente 5 km^3 (INECEL, 1988).

Respecto a su origen, se cree que el cono actual del volcán fue formado principalmente por actividad estromboliana (Hall, 1977; Ridolfi et al., 2008) mayormente explosiva. Presenta morfología asimétrica, que es el resultado de la acumulación de numerosos flujos de lava en la zona oriental de la caldera (Ramon y Vallejo, 2012). Además, desde su reactivación en 2002, el cono de El Reventador ha sufrido una serie de cambios morfológicos que han influenciado sobre su altura máxima. Uno de los rasgos más sobresalientes durante la evolución del volcán en los años 2009-2010, fue la formación y crecimiento de un cono de ceniza al interior del cráter (Ramon y Vallejo, 2012; Vallejo et al. *in prep.*). Y, también, el escarpe post colapso del flanco occidental del edificio, en abril de 2018 (Vallejo et al. *in prep.*).

Los productos eruptivos de este edificio, como del PR, presentan composiciones andesíticas y basalto-andesíticas, con muy pocos basaltos (Ridolfi et al., 2008).



Fig. 1.3. Principales edificios volcánicos del volcán El Reventador: 1) Complejo Volcánico Basal (CVB) 2) PaleoReventador (PR) y 3) Cono Actual (CA) (Fotografía de Marco Almeida, IG-EPN, 2019, modificado de Ameida et al., 2019).

1.2.2. Actividad Eruptiva Reciente

Aunque la actividad histórica del Ecuador inicia en el año 1541 AD con la llegada de los españoles, no fue sino hasta 1931 que el volcán El Reventador fue descubierto oficialmente (Paz y Miño, 1931). Desde 1541 hasta el presente se han reportado al menos 17 periodos eruptivos, en los que los eventos más destacables a partir del siglo XX sucedieron en los años 1898-1912, 1926-1929, 1944, 1958-1960, 1972, 1973-1974, 1976 (Hall et al., 2004) y 2002.

Actualmente, el volcán El Reventador es, junto con El Sangay, uno de los dos volcanes en erupción del país (IG-EPN, 2021). Su última gran erupción (VEI 4) ocurrió el 3 de noviembre de 2002 (Hall et al., 2008) iniciando un nuevo proceso eruptivo que continúa en la actualidad y se caracteriza por la alternancia de periodos de actividad eruptiva-efusiva con grandes explosiones y emisión de: ceniza, corrientes de densidad piroclástica, flujos de lava y flujos de lodo (IG-EPN, 2021).

Después del episodio de 2002, el volcán vuelve a mostrar actividad en 2004-2005. (Samaniego et al., 2008). Y, hasta 2018, algunas etapas de erupción se han definido en: 2007, 2008-2009, 2010, 2011, 2012-2016 y 2017-2018 (Ramón y Vallejo, 2012;

Naranjo, 2013; Vallejo et al., 2016; Arnold et al., 2017, Vallejo et al. *in prep.*) de acuerdo con los indicadores geofísicos y manifestaciones superficiales asociadas a su actividad (Naranjo et al., 2016).

Ahora bien, de estas etapas, a partir de 2012, no existe una compilación oficial que resuma la actividad sistemática del volcán. Sin embargo, información referente a la misma, hasta el año 2020, se describe en el artículo en preparación de Vallejo et al. al respecto de los cambios morfológicos que ha experimentado el volcán desde su reactivación en 2002. El artículo sugiere al menos tres procesos destructivos y tres constructivos durante la evolución del edificio que son:

- Evento A (2002): Destrucción de la cumbre del edificio principal.
- Periodo 1 (2002-2017): Primera reconstrucción del cono.
 - 2002-2009: Emisión de lavas.
 - 2009-2010: Formación de un cono de tefra.
 - 2010-2011: Formación de un dono de lava.
 - 2012-2017: Actividad efusiva-explosiva.
- Evento B (2017): Colapso sectorial del cono
- Periodo 2 (2017/06 – 2018/04): Segunda reconstrucción del cono.
- Evento C (2018/04): Formación de un escarpe.
- Periodo 3 (2018/2019): Relleno del escarpe: actividad eruptiva-efusiva.

Hasta la presentación de este documento, la última señal de actividad volcánica importante sucedió en octubre del 2020, con una leve caída de ceniza en el sector de San Rafael (Informativo No. 007 Reventador, IG-EPN, 2020) y eventuales columnas eruptivas y corrientes de densidad piroclástica (Informe Especial No. 001 Reventador; IG-EPN, 2020). Ceniza, vapor y gases con alturas de hasta 1000 m sobre el cráter también se observaron el 25 julio del 2021 (Informe Diario No 2021-207, IG-EPN, 2021). Actualmente, la actividad El Reventador se califica como “moderada” con tendencia ascendente (Infografía 04-05-2021, Reventador, IG-EPN, 2021) y mantiene constantes los fenómenos de emisión de vapor y ceniza (Informe Diario No. 2021-136 Reventador, IG-EPN, 2021).

1.2.2.1. Actividad 2002

Luego de 26 años de reposo y casi sin señales de aviso, la erupción del 3 de noviembre de 2002 representa el mayor evento eruptivo registrado en Ecuador durante los últimos 150 años, con un índice de explosividad volcánica igual a 4 (Hall et al., 2004). Esta erupción, repentina y violenta, se distinguió por la emisión de importantes cantidades de ceniza y flujos piroclásticos que se extendieron por más de 9 km desde la cumbre (Samaniego et al., 2008) y provocaron daños en algunas obras de infraestructura vitales para la economía del país, como el Sistema del Oleoducto Transecuatoriano (SOTE) o el Oleoducto de Crudos Pesados (OCP); además de cierres de negocios, centros educativos y el aeropuerto internacional de la capital por 10 días (Hall et al., 2004).

La única actividad sísmica precursora de la erupción subpliniana de noviembre de 2002 fue un sismo de magnitud 4.1 M_{lv} que se registró el 6 de octubre de ese año (Hall et al., 2004) en las inmediaciones del volcán. La actividad eruptiva inició con la emisión de flujos piroclásticos que se depositaron hacia al oriente del edificio volcánico; y una columna eruptiva de 16-17 km (Hall et al., 2004) que se dispersó en las direcciones suroeste y oeste-suroeste rumbo a Quito y el Valle Interandino, y este, hacia el sureste de Colombia y noroccidente de Brasil.

Concretamente, los flujos piroclásticos fueron catalogados como flujos de escoria (Hall et al., 2004), en los que se distinguieron bloques con textura de bandeamiento incipiente (Ponce y Zuñiga, 2005). Además, en referencia a la caída de ceniza, Delpit et al. (2008) describen un conjunto de depósitos heterogéneos ricos en líticos, cuyas partículas vesiculares y vítreas de mayor densidad, ponen en evidencia un alto grado de fragmentación del magma durante el proceso. Estas y otras observaciones apuntan a que la erupción de 2002 estuvo controlada por un componente freatomagmático importante (Hall et al., 2004).

La fase de actividad explosiva del evento eruptivo de 2002 corresponde al *Evento A* del artículo en preparación de Vallejo et al. En este se destaca la destrucción del edificio volcánico principal como consecuencia de la erupción y se menciona que, previo al evento, la cumbre del cono se encontraba en 3560 m de altura. Pero, una vez culminado, dos nuevas cumbres de menor altura se observaron en el edificio al este y oeste respectivamente: E (3438 m) y O (3545 m). Además, ocurre el emplazamiento de dos flujos de lava (flujos 1 y 2), de composición andesítica y basalto-andesítica, con un volumen de $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ (Samaniego et al., 2008).

Luego de entrar en erupción el 3 de noviembre de 2002, la actividad del volcán se prolongó hasta mediados de diciembre del mismo año (Hall et al., 2004), considerándose el inicio de la reconstrucción del cono (Vallejo et al., *in prep.*) Y entonces se observó una pausa entre 2003 y 2004 (Samaniego et al., 2008). Desde su reactivación, el volcán El Reventador ha generado más de 60 flujos de lava (Vallejo et al., 2018).

1.2.2.2. Actividad 2004-2005

Durante los meses de marzo a julio de 2003 y de septiembre de 2003 hasta enero de 2004, dos episodios de sismicidad importantes fueron registrados en las estaciones del El Reventador (Naranjo, 2013). En noviembre de 2004 un nuevo periodo efusivo inicia con la extrusión de una serie de flujos de lava (Lavas 3, 4 y 5) de composición andesítica-basáltica hacia el flanco suroriental del cono actual (Samaniego et al., 2008). A principios de junio de 2005, la actividad se vuelve más explosiva (Naranjo et al., 2016; Ramón, s.f). Nuevas explosiones y flujos piroclásticos se registraron en estas fechas y, en julio de 2005, un incremento en la sismicidad se asocia a la emisión del flujo de lava 6 que vino, además, acompañado de significativas cantidades de SO₂ (Naranjo, 2013). El periodo 2004-2005 termina luego de la emisión del flujo de lava 7, en noviembre de 2005, con un volumen total de lava extruida en este periodo, de aproximadamente $\sim 20 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Naranjo et al., 2016).

La actividad de 2004-2005 forma parte del primer periodo de reconstrucción del cráter, después del paroxismo de 2002 según Vallejo et al. (*in prep.*). Este periodo, que comprende toda actividad registrada entre 2002 y 2017, ocurre en 4 fases según las variaciones morfológicas observadas en el edificio volcánico y son: 2002-2009, 2009-2010, 2010-2011 y 2012-2017. La actividad de 2004-2005 está incluida en la primera fase de este gran periodo y es descrita como una etapa de actividad efusiva, dominada por la emisión de lavas (Vallejo et al., 2016).

1.2.2.3. Actividad 2007

Luego de la actividad de 2004-2005, en marzo de 2007, un nuevo periodo eruptivo inicia en el volcán El Reventador acompañado de una serie de eventos sísmicos (Informe Especial Reventador 24 de marzo de 2007, IG-EPN, 2007). Específicamente, en julio de 2007, casi simultáneamente se emitieron los flujos de lava 8 y 9 hacia los flancos sur y norte de la caldera, respectivamente; y tras la detección de un intenso olor a azufre los

últimos días del mes, el descenso del flujo de lava 10 por el norte del cono en agosto de 2007 (Naranjo, 2013). El volumen total de lava emitido alcanzó los $8.44 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Vallejo et al., 2016).

La actividad de El Reventador durante al año 2007 también hace parte del primer periodo de reconstrucción del cono, luego de la erupción de 2002 (Vallejo et al., *in prep.*) en el se reconocieron, en total, 41 flujos de lava descendiendo hacia el N, S, NE, SE y E del volcán; y varias CDP's en dirección a todos los flancos, a partir de 2013. El dinamismo eruptivo que, al principio se calificó de efusivo, terminó con actividad explosiva hacia al final del año (Vallejo et al., 2016). Entre octubre de 2007 y abril de 2008 se considera una etapa no eruptiva (Naranjo, 2013).

1.2.2.4. Actividad 2008-2009

En julio de 2008 se reporta una nueva actividad explosiva y efusiva (Informe Especial No. 001 Reventador, IG-EPN, 2008) que inicia con la emisión de la Lava 11 hacia el flanco sur del cono y, luego, en noviembre, de la Lava 12. Este último se observó desde el sector norte del edificio, tanto como el flujo 13; además de emisiones de ceniza y SO_2 . (Naranjo, 2013).

A partir 2009, el dinamismo de la actividad eruptiva del volcán cambia tornándose menos explosiva (Ramón y Vallejo, 2012). Se observa el descenso de los flujos de lava 14, 15 y 16, más la emisión de una columna de vapor de agua que se elevó 1200 m sobre el cráter (Naranjo, 2013). En octubre del mismo año desciende el flujo de lava 17 (Informe Especial No. 005 Reventador, IG-EPN, 2009) poniendo fin a la primera fase del periodo de reconstrucción del cono post 2002 (Vallejo et al. *in prep.*). Y, entonces, la actividad del volcán se vuelve más explosiva dando paso a la formación de un cono de tefra al interior del cráter (Vallejo et al., 2016; Ramón y Vallejo, 2012; Ramón, s.f.).

En general, la fase eruptiva de 2007-2008 se califica como efusiva, con un volumen total de lava emitido entre 2008 y 2009 igual a $29.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Vallejo et al., 2016).

1.2.2.5. Actividad 2010

La segunda fase del Periodo 1 (Vallejo et al. *in prep.*) se da entre 2009 y 2010. Este periodo constituye un tiempo de actividad continua que estuvo representada por la

acumulación inicial de flujos de lava, y luego, de material piroclástico a la base del cráter (Vallejo et al. *in prep.*; Informe de Sobrevuelo Reventador, abril de 2010, IG-EPN, 2010).

Sin embargo, como se mencionó previamente, a finales de 2009, el dinamismo eruptivo del volcán cambia de efusivo-explosivo a explosivo principalmente. El sobrevuelo de abril de 2010 confirmó la continuación del crecimiento al interior del cráter del cono de tefra, observado por primera vez el 31 de octubre del 2009, y en este punto, su altura sobrepasaba la altura de la cumbre oriental del volcán, aunque no la de la cumbre occidental. A esta fase también se le asocian pequeñas CDP's distribuidas por los flancos del volcán. Y, además, el cono registró actividad fumarólica (Informe de Sobrevuelo Reventador, abril de 2010; Informe Especial No. 001; IG-EPN, 2011).

La intensa actividad explosiva se mantuvo constante hasta finales del 2010, cuando inicia su evolución a una fase menos explosiva (Ramón y Vallejo, 2012)

1.2.2.6. Actividad 2011

A inicios del año 2011 se vuelve a observar actividad efusiva en el volcán. Así inicia la fase 3 del Periodo 1 de evolución de El Reventador, según Vallejo et al. (*in prep.*). En este, el rasgo distintivo fue el desarrollo de un domo de lava al interior del cráter, que continuó creciendo hasta principios del año 2012 (Vallejo et al., 2016; Vallejo et al., *in prep.*), alcanzando un promedio de 50 m de profundidad (Arnold et al., 2017). Se estima que el volumen del domo en esta etapa de erupción fue de $6.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Vallejo et al., 2016).

1.2.2.7. Actividad 2012-2017

En 2012 inicia la fase 4 del Periodo 1 (Vallejo et al. *in prep.*) en el que la actividad no tuvo un estilo eruptivo dominante, sino que, variaba entre efusiva y explosiva. Esto, se descubrió, fue el resultado de la existencia de dos ventos con actividad independiente reconocidos al norte (NV) y al sur del edificio (SV), en enero de 2016. Los sobrevuelos y monitoreo continuo de la actividad del volcán durante este periodo reveló que el NV exponía un estilo mayormente efusivo con fases explosivas intermitentes, mientras que, en el SV, la actividad era predominantemente explosiva. No obstante, en noviembre de 2016, la actividad eruptiva del NV cambia, apegándose a un régimen más bien explosivo que persistió hasta enero de 2017 (Almeida et al., 2019).

Entre febrero de 2012 y agosto de 2016, se distinguieron en total, 43 flujos de lava descendiendo por los flancos norte y sur del edificio (Arnold et al., 2019). Los flujos se originaron en la cumbre del domo de lava y alcanzaron un volumen total de aproximadamente $56 \times 10^6 \pm 3.1 \text{ m}^3$ (Arnold et al., 2017).

1.2.2.8. Actividad 2017-2018

A inicios del año 2017, no se reconoció actividad efusiva en ninguno de los ventos mencionados, pero en junio del mismo año, un evento explosivo significativo produce el colapso sectorial del cráter (Evento B, Vallejo et al. *in prep.*; Almeida et al., 2019). Inmediatamente después inicia el segundo periodo (Periodo 2) de reconstrucción del cono (Vallejo et al. *in prep.*), que se prolonga hasta abril de 2018.

Un nuevo vento se observa hacia el flanco norte del volcán (Almeida et al., 2019) de donde se extruye, por primera vez desde 2008, un flujo de lava con un volumen que alcanza los $6.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Naranjo et al., 2018 en Vallejo et al. *in prep.*). Y, después, 6 flujos más con un volumen total estimado en $2 \times 10^4 \text{ m}^3$ (Vallejo et al. *in prep.*). La continua actividad explosiva termina con la formación de un escarpe en el flanco oeste del volcán en abril de 2018 (Ortiz et al., 2019). Este acontecimiento, denominado Evento C por Vallejo et al., (*in prep.*) permite la manifestación de tres ventos activos: los conocidos NV y SV, y uno nuevo a la base del escarpe. De acuerdo con el Informe Anual del IG-EPN, para el volcán El Reventador, todos estos presentaron actividad individual y/o en paralelo a lo largo de todo el 2018 (IG-EPN, 2018).

La evolución de la actividad eruptiva de El Reventador, de 2002 hasta 2018 se observa en la Fig. 1.4. Y la distribución espacial de la mayor parte de los flujos de lava y corrientes de densidad piroclástica registrados en ese mismo periodo en la Figura 1.5 (Samaniego et al., 2008; Vallejo et al. *in prep.*).

1.2.2.9. Actividad 2018-2019

Después del colapso, durante los meses de 2018 y 2019 tiene lugar la tercera etapa de reconstrucción del edificio volcánico (Periodo 3) de acuerdo con Vallejo et al. (*in prep.*). La actividad eruptiva-efusiva que caracterizó a este periodo fue responsable del emplazamiento de tres flujos de lava, a partir de abril de 2018, así como de la acumulación de material piroclástico en la base del cráter, durante los meses siguientes.

El periodo concluye en mayo de 2019, mes en el que, además, imágenes visuales revelan la formación de un nuevo cono de tefra al interior del cráter.

1.2.2.10. Actividad reciente

En el año 2020, la actividad eruptiva del volcán se mantuvo constante. Los informes especiales del IG-EPN indican que la caída de ceniza fue un fenómeno persistente, sobre todo en el sector de San Rafael. El 1 de julio, una importante explosión produjo una columna eruptiva de 1 km sobre el cráter, así como pequeñas CDPs cuyos depósitos permanecieron al interior del anfiteatro. Hasta octubre, la emisión de gases, ceniza y material incandescente continuó y, además, se registró el descenso de un flujo de lava por el flanco NE del volcán (Informe Diario del Estado del Volcán El Reventador No. 2020-276, IG-EPN, 2020).

Finalmente, el 10 de enero de 2021, un nuevo pulso de lava descendió por el flanco norte del volcán. A este se le sumaron flujos piroclásticos y explosiones que se elevaron más de 100 metros sobre el cono, el mismo mes (Smithsonian Institution, 2021). Entre el 24 y 30 de marzo, el volcán continuó registrando un alto nivel de actividad. Sin embargo, la actividad que desde julio de 2020 se había calificado como alta con tendencia ascendente (Informe Especial No. 001 Reventador, IG-EPN, 2020), se la reportó como “moderada”, con tendencia ascendente, en mayo de 2021 (Infografía 04-05-2021, Reventador, IG-EPN, 2021).

A este respecto, el pasado 17 de mayo, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional informó sobre la detección de señales asociadas al descenso de flujos de lodo y lahares por las quebradas norte del volcán (Informartivo al Instante No. 2021-001, IG-EPN, 2021). Hasta la fecha, El Reventador se mantiene en nivel de alerta naranja de acuerdo con las disposiciones de la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos (SNGRE).

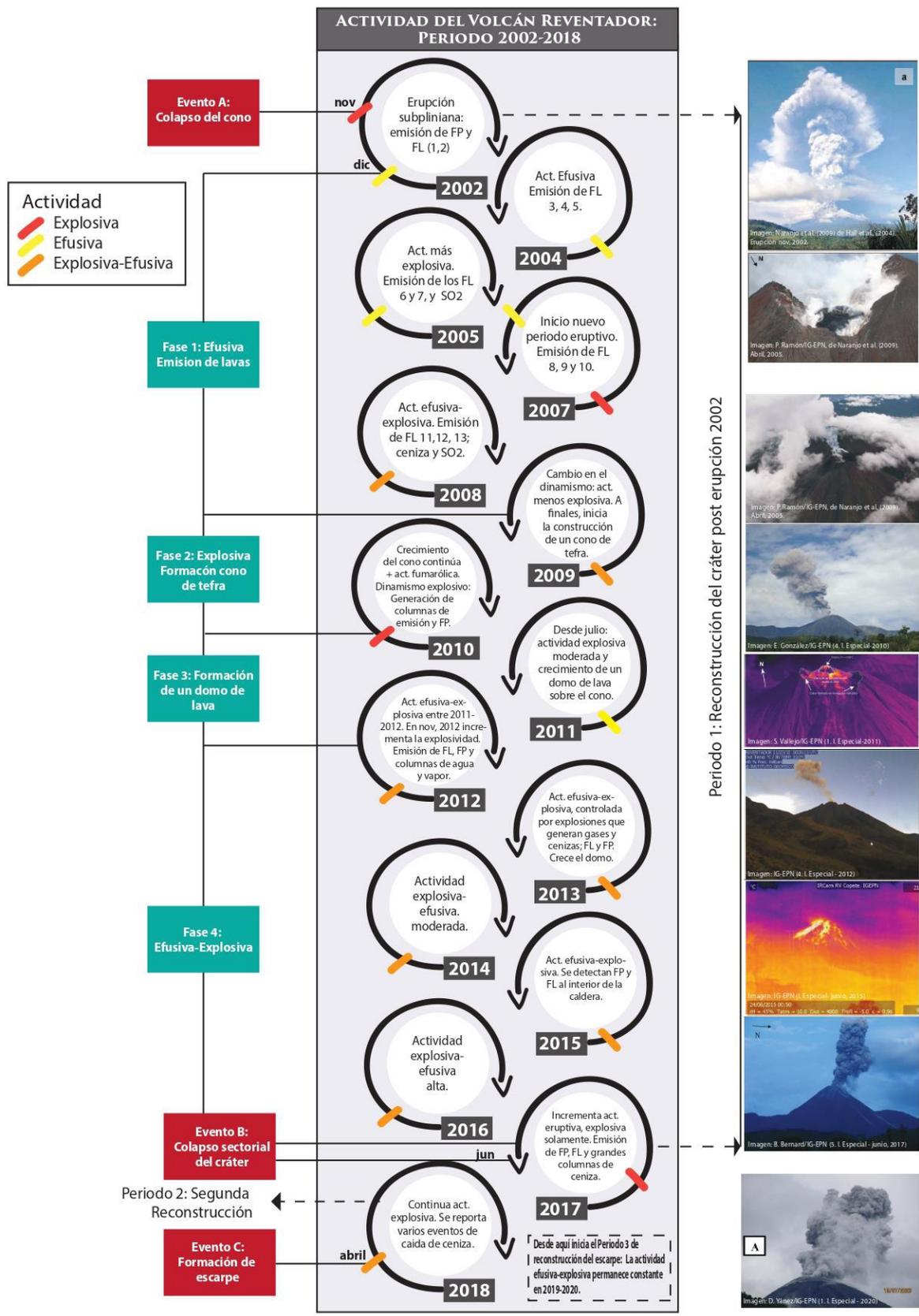


Fig. 1.4. Línea de tiempo muestra la evolución de la actividad del volcán El Reventador desde 2002. Las fotografías fueron extraídas de los Informes Especiales del IG-EPN y del trabajo de titulación de Naranjo (2013). Se incluye información de los artículos de Vallejo et al. (2016) y Vallejo et al. *in prep.*

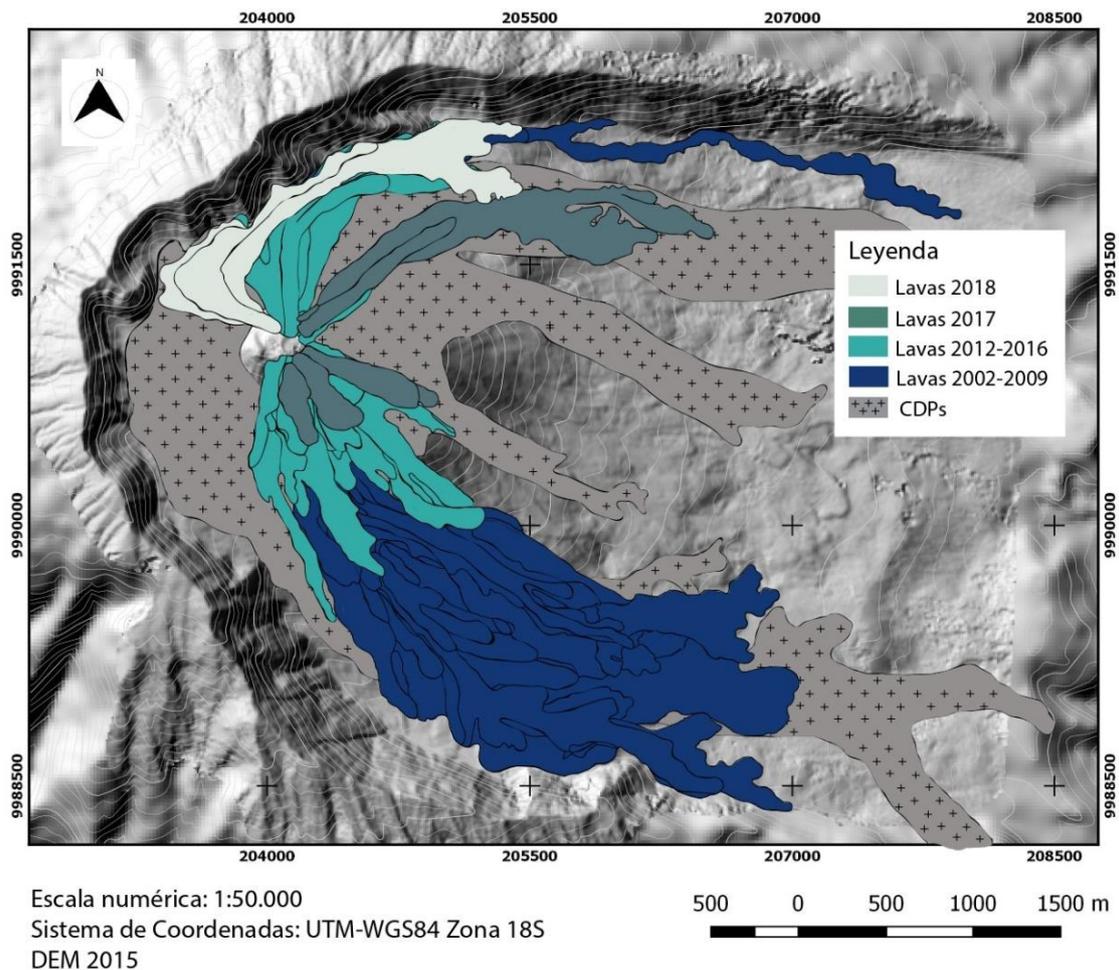


Fig. 1.5. Distribución espacial de las corrientes de densidad piroclástica y flujos de lava emitidos por el volcán El Reventador, entre 2002 y 2018 (Modificado de Naranjo (2013), Vallejo et al. *in prep* y Samaniego et al., 2008).

1.2.3. Vigilancia Volcánica

Según el “Catálogo de Eventos Volcánicos ocurridos en el Ecuador Continental” de Santamaría (2017), de los volcanes que presentaron actividad durante el Holoceno, ocho lo hicieron dentro del periodo histórico. De estos, algunos destacables por su intensa actividad eruptiva son: El Reventador, El Tungurahua y El Sangay. Para estudiarlos, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional mantiene una red de monitoreo volcánico que reúne seis observatorios con nivel de vigilancia 1, donde está incluido El Tungurahua, cinco observatorios con nivel de vigilancia 2, en el que se monitorean, entre otros, a los volcanes El Reventador y El Sangay; y nueve observatorios con nivel de vigilancia 3, que se encargan de volcanes como: El Chacana y El Imbabura (Alvarado et al., 2018; IG-EPN, 2021).

Los niveles de vigilancia se han establecido en función de las técnicas aplicadas al monitoreo volcánico. Así, el nivel de vigilancia 1 incluye: vigilancia sísmica (con más de cuatro estaciones), vigilancia de deformación de flancos, sensores de infrasonido y monitoreo geoquímico de fluidos. El nivel de vigilancia 2: vigilancia sísmica (con más de una estación), vigilancia de deformación de flancos y monitoreo geoquímico de fluidos ocasional (aunque en El Reventador también se utilizan cámaras visuales e infrarrojas). Y, finalmente, los observatorios de nivel de vigilancia 3 únicamente se manejan con una estación de vigilancia sísmica; y de ser necesario, utilizan medidas de otros parámetros (IG-EPN, 2021).

Específicamente, el volcán El Reventador es monitoreado a través de cuatro estaciones sísmicas: dos de corto periodo: CHARLIE y LAV4; y dos de banda ancha: REVN y REVS, que también incluye un medidor de infrasonido y gas: DOAS-SO₂; dos estaciones AFM: Azuela y Marker; 1 cámara térmica: REBECA y 3 cámaras visuales: COPTVS, LAVCAM y REBECA VIS. Eventualmente se utilizan estaciones de monitoreo temporal como las de Azuela y Hostería El Reventador (no mostrada) (IG-EPN, 2021).

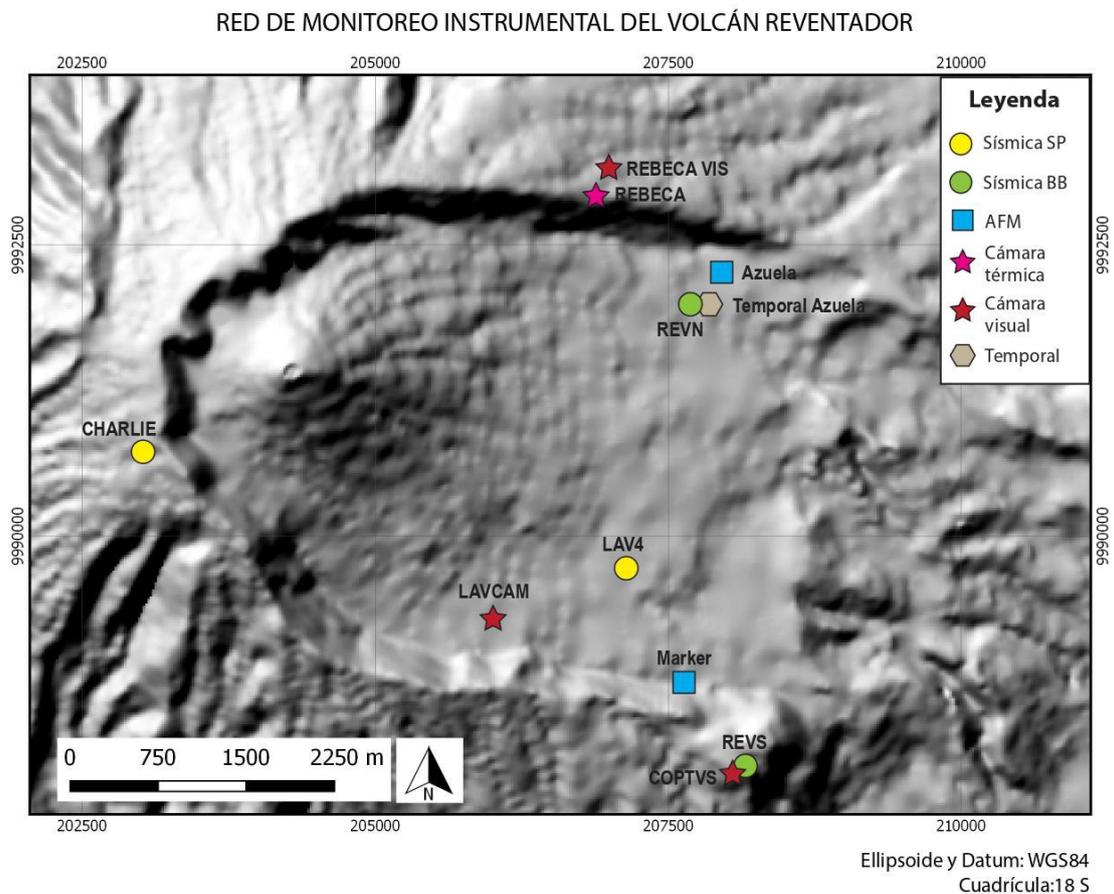


Fig. 1.6. Localización de las estaciones de monitoreo permanente del volcán El Reventador (Modificado de la base del IG-EPN, 2021).

Todo el equipo de monitoreo es propiedad del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional y la ubicación de algunas de las estaciones se muestran en la Fig. 1.6.

CAPÍTULO II

METODOLOGÍA

La ejecución de este proyecto se llevó a cabo utilizando la base de datos geoquímica y petrográfica proporcionada por el Instituto Geofísico (IG-EPN) dentro del marco de cooperación con el Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia (IRD). Partiendo de la información recopilada, el objetivo de esta investigación fue dividido en dos partes: (1) caracterización geoquímica de los datos de roca total y (2) descripción de láminas delgadas; siendo el propósito final del presente proyecto, el desarrollo de un modelo petrogenético que explique las variaciones geoquímicas y petrográficas observadas en los productos eruptivos del volcán El Reventador, entre 2002 y 2018.

Tanto la caracterización geoquímica, como el estudio petrográfico se aplicaron a todas las rocas del volcán identificadas en el periodo 2002-2018. Y, sobre la base de que los procesos de diferenciación magmática para los eventos de 2002 y 2004-2005 ya fueron previamente estudiados (e.g. Samaniego et al., 2008), el modelamiento geoquímico se restringió únicamente a los datos a partir de 2007. Además, para la presentación de este estudio, independientemente de las etapas de erupción antes analizadas, tres periodos de tiempo fueron considerados: 2002, 2004-2005 y 2007-2018. Los dos primeros siguiendo la línea de estudio ya propuesta (e.g. Samaniego et al., 2008) y el último, en respuesta a la continuidad observada en los gráficos de óxidos mayores que, de forma preliminar, sugieren un solo tren de diferenciación para las rocas de 2007-2018.

2.1. Geoquímica

Los datos químicos aquí presentados se obtuvieron en el laboratorio de la Universidad de Bretagne Occidentale, Francia mediante el método de espectroscopía de emisión acoplada al plasma atómico (ICP-AES) (Cotten et al., 1995), excepto para el valor de Rb, obtenido por espectrometría de emisión de flama atómica. En total, este trabajo utilizó 80 análisis en roca total, es decir composición en peso (% peso) de óxidos mayores y partes por millón (ppm) de elementos traza, para la elaboración y descripción de diagramas de clasificación y variación; así como la determinación de tendencias geoquímicas temporales relevantes.

De los 80 análisis, 30 pertenecen al periodo 2007-2018, y el resto, al periodo comprendido entre 2002 y 2005. Los últimos fueron extraídos del trabajo de Samaniego

et al. (2008) y fueron obtenidos y tratados en el mismo laboratorio, siguiendo los mismos protocolos.

Los resultados del análisis de muestras en roca total se presentan en el Anexo I.

2.2. Estudio Petrográfico

El estudio petrográfico de las muestras a escala microscópica se concentra en describir las asociaciones minerales presentes en las rocas e identificar los procesos petrogenéticos involucrados en la diferenciación magmática, particularmente por mecanismos de cristalización fraccional y mezcla de magmas.

De aproximadamente 100 láminas delgadas, en total, se escogieron y describieron 28 de muestras representativas de los productos volcánicos de El Reventador reconocidos en el periodo 2002-2018. Dicha descripción se realizó con la ayuda de un microscopio petrográfico e incluye información sobre: tipo de roca, textura general, asociaciones de cristales, estructura y texturas minerales de desequilibrio, así como una estimación semicuantitativa del porcentaje mineral de cada muestra.

Todas las láminas expuestas en esta sección se prepararon en el Laboratorio de Magmas y Volcanes de Clermont-Ferrand, en Francia.

2.3. Modelamiento Geoquímico

Considerando a la cristalización fraccional como el principal mecanismo de diferenciación magmática, la metodología de modelización geoquímica utilizada en este proyecto se compone de dos partes. La primera se desarrolla mediante la aproximación inversa (o balance de masa) descrita por Cabero et al. (2012) en la que los datos composicionales de elementos mayores para las rocas: padre e hijo; y los minerales, son conocidos. Y, luego, con los valores de porcentaje en volumen de los minerales constituyentes del cumulado y el grado de cristalización ya determinados, la segunda parte del proceso utiliza datos de elementos traza para evaluar la validez de dicho modelo de acuerdo con el modelo de fraccionamiento de Rayleigh.

Las composiciones del vidrio y las fases minerales de las rocas del volcán El Reventador fueron obtenidas mediante análisis de microsonda electrónica en el Laboratorio de

Magmas y Volcanes de la Universidad Clermont-Auvergne, Francia. Específicamente, el equipo utilizado corresponde a una microsonda electrónica de marca CAMECA, modelo SX-100, y las condiciones bajo las cuales se efectuaron los análisis: 15 kV de tensión aceleración, 10 nA de corriente y 10 s de conteo para cada elemento analizado. Los resultados, para las láminas: REV69a, REV67a y REV70, se presentan en el Anexo II. Y, además, un resumen de la metodología aplicada al modelamiento geoquímico en la Fig. 2.1.

2.3.1. Modelización geoquímica de elementos mayores

El objetivo final del modelamiento geoquímico por balance de masas es identificar, a través de la composición de elementos mayores en roca total y minerales, los procesos de diferenciación magmática causantes de la geoquímica observada en las muestras. Considerando a la cristalización fraccional como el proceso de diferenciación más importante en la evolución de las rocas del volcán El Reventador, en esta parte de la modelización, se utilizó la hoja de cálculo OPTIMASBA, desarrollada por Cabero et al. (2012), para determinar el grado de cristalización y composición mineral del cumulado (%vol). El principio base fue el balance masas, matemáticamente descrito como:

$$m_o = m_f \pm m_{i1} \pm \dots \pm m_{in} \quad (1)$$

Donde: m_o corresponde a la masa inicial, m_f a la masa final y m_i a las masas agregadas o sustraídas de la masa inicial desde 1 hasta n; de modo que se obtiene la composición final.

Para completar los cálculos de balance de masa, el programa OPTISMABA utiliza un modelo de regresión lineal múltiple, ajustado por el método de mínimos cuadrados, en el que las masas de la ecuación (1), son reemplazadas por unidades de concentración de elementos mayores.

Así, tres grupos de rocas fueron modelados con el objetivo de evaluar todas las posibilidades en el proceso de diferenciación del magma. El primero (1T) abarca a toda la serie de 2007-2018, es decir a todos los datos a partir de 2007; mientras que el segundo (1G) y tercero (2G), se dividieron en función de los resultados del estudio geoquímico, que sugieren un cambio en el comportamiento de los datos entre 57 y 58 SiO₂ wt. %. 1G incluye a las muestras identificadas entre ~53 SiO₂ wt. % y ~57 SiO₂ wt.

%, es decir a las rocas desde 2007 hasta 2013 y 2G, a las muestras entre ~58 SiO₂ wt. % y ~60 SiO₂ wt. %, es decir desde 2016 en adelante.

Las composiciones de las rocas menos y más diferenciada de cada grupo, fueron introducidos en los datos de entrada, como representantes de la composición del magma padre y magma hijo, respectivamente; al igual que la composición química de elementos mayores en los minerales. El principio para la elección de los miembros inicial y final fue el porcentaje en volumen de sílice presente y, para los minerales, criterios cualitativos que suponen composiciones más primitivas independiente de la roca en la que se encuentren (e.g. piroxenos y olivinos con mayor contenido de Mg) (Cebriá y Ruiz, 1994). Así, para los últimos, se tomaron las composiciones de las zonas centrales de los minerales, asumiendo que, al momento de su formación, estas se encontraban en equilibrio con la fase líquida coexistente.

La efectividad del modelo de cristalización fraccional elaborado con el programa OPTIMASBA se verificó con los valores del coeficiente r^2 y el error SSE (*Sum of Squares due to Error*) obtenidos en cada ejecución; considerando que: si r^2 es igual a 1 (100%), significa que el modelo arrojó un balance de masas perfecto. Y, siendo que dicho coeficiente se obtiene a partir del error SSE, mientras más se acerque el valor de SSE a cero, mejor se considera el ajuste de la regresión lineal y, por tanto, el modelo.

2.3.2. Modelización geoquímica de elementos trazas

Esta parte de la modelización se basa en la ley de fraccionamiento de Rayleigh (1986) (Ec. 2) que establece que para un magma que existe a una temperatura entre el *liquidus* y el *solidus*, los cristales fraccionados no alcanzan el equilibrio con el líquido con el que coexisten, al ser presumiblemente removidos y acumulados en el piso de la cámara (2) magmática inmediatamente después de su formación (Toselli, 2010). Y se expresa como:

$$C_l = C_o * F^{(D-1)}$$

Donde:

C_l = Composición del magma hijo;

C_o = Composición del magma padre;

F = Fracción/proporción de líquido residual (grado de cristalización: $X = 1 - F$) y;

D = Coeficiente de distribución volumétrico global; definido como (Winter, 2001):

$$D = \sum W_A * D_{iA} \quad (3)$$

Donde:

W_A = porcentaje en peso (wt. %) del mineral A en la roca.

D_i = Coeficiente de partición del elemento i en el mineral A.

La ecuación de fraccionamiento de Rayleigh fue ejecutada utilizando el lenguaje de programación *R* y su resultado, es decir la composición teórica en elementos trazas del magma hijo o líquido final (luego de la diferenciación), representado en gráficos de clasificación geoquímica. El modelamiento geoquímico de elementos trazas también se realizó de acuerdo con los grupos antes definidos.

Por su parte, los coeficientes de partición (Kd_s) empleados en el programa fueron extraídos del sitio web *EarthRef.org*. y provienen de estudios experimentales para líquidos dacíticos y basalto-andesíticos-dacíticos, en función de la composición del vidrio volcánico de las muestras. Los mismos fueron obtenidos mediante técnicas de espectrometría de masas de iones secundarios (SIMS, *Secondary Ion Mass Spectrometry*) o medidos a partir de las relaciones fenocrystal/matriz en rocas volcánicas con altos contenidos de vidrio (Cox et al., 1979). La tabla de coeficientes de partición con su respectiva fuente se exponen en el Anexo III.

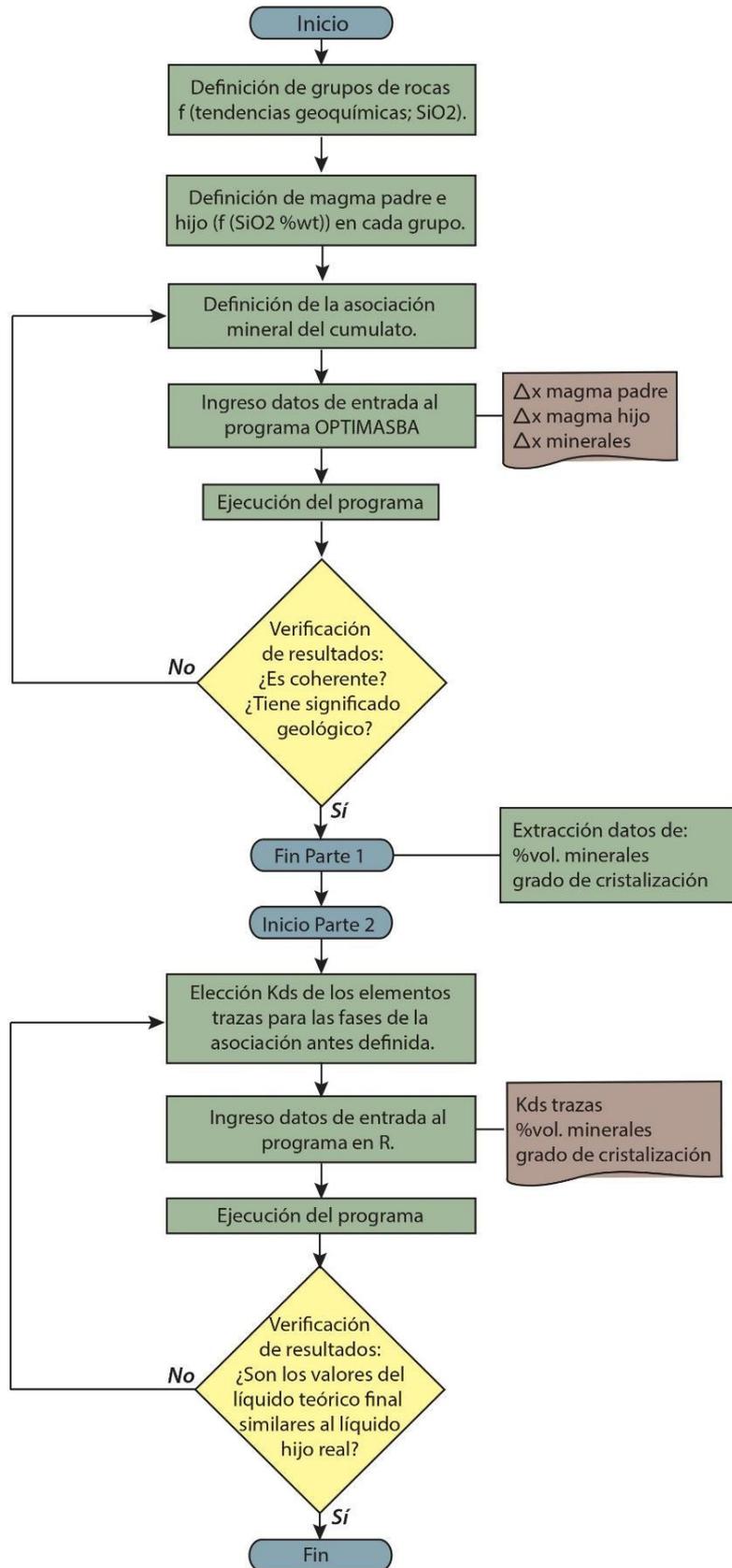


Fig. 2.1. Diagrama de flujo del proceso aplicado al modelamiento geoquímico de diferenciación magmática por cristalización fraccional.

CAPÍTULO III

RESULTADOS

3.1. Estudio Geoquímico

3.1.1. Datos

Del análisis químico en roca total se obtuvieron valores de porcentaje en peso de los óxidos mayores: SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃^{*}, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅ y partes por millón (ppm) de los elementos traza: Sc, V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb y Th. El índice de diferenciación principalmente utilizado es el SiO₂ y su desviación estándar relativa igual a ca. 1%. Para el resto de elementos mayores, sin considerar los valores menores a *b* 0.5% en óxido, la desviación estándar relativa es igual a ca. 2%; y ca. 5% en los elementos trazas, excepto en el Er, donde el valor se incrementa a ca. 20% (Naranjo, 2013).

Las muestras representan tres tipos de productos eruptivos que son: ceniza, flujos piroclásticos y flujos de lava. A su vez, cada tipo contiene un número de depósitos específicos, nombrados en función de los eventos asociados como: Ash 3, para ceniza; PFs 3 y PFs 2013/09, para flujos piroclásticos y LFX, para flujos de lava, donde X representa el número de depósito y se mueve del 1 al 18, a excepción de LF 7 y LF 15, que no se registran; y adicionando LF 25 y LF67. Además, cada unidad de roca presenta un distintivo único independiente del depósito, que normalmente se representa como REV X, donde X es un número y corresponde a la identificación individual de la muestra. Esta nomenclatura es la que se manejará a lo largo de todo el estudio para destacar procesos representativos o valores atípicos según las tendencias determinadas.

Además, para los fines de este proyecto, indistintamente del tipo y como se mencionó previamente, todas las muestras han sido agrupadas y clasificadas en función de la fecha de ocurrencia en tres periodos: 2002 (~53.5 - 62 SiO₂ wt. %), 2004-2005 (~53.5 - 56.5 SiO₂ wt. %); y 2007-2018 (~53 - 59 SiO₂ wt. %). Esto, como resultado, primero, del estudio preliminar de la dinámica de erupción y composición de los magmas emitidos en 2002, 2004 y 2005 (Samaniego et al., 2008) que sugiere un origen diferente para cada uno. Y, segundo, considerando que el volcanismo entre 2007 y 2018 se proyecta de forma continua en las tendencias geoquímicas de variación para óxidos mayores, anticipadamente sugiriendo que las rocas representan una sola serie magmática con un tren de diferenciación desde ~53 SiO₂ wt. % hasta ~60 SiO₂ wt. %.

La localización de las muestras recolectadas en campo para el análisis geoquímico de las rocas de El Reventador se observa en la Fig. 3.1.

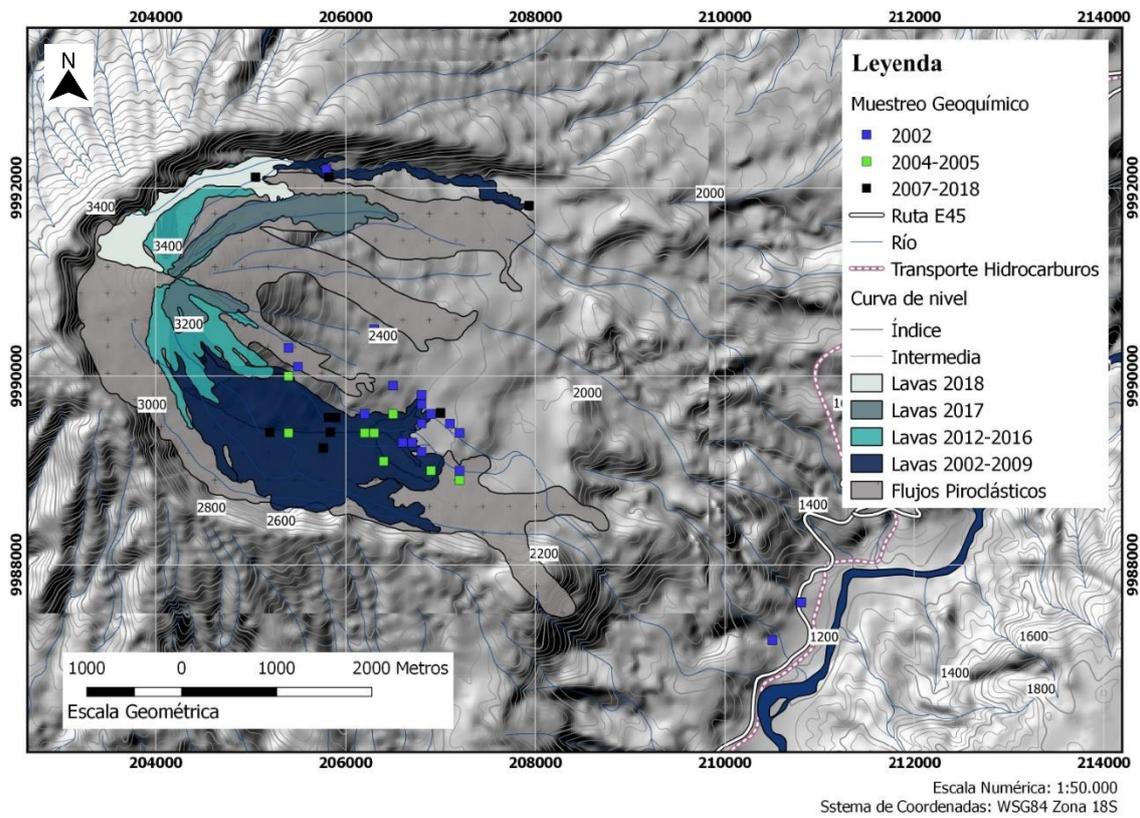


Fig. 3.1. Sitios de muestreo para el análisis geoquímico de los volcánicos de El Reventador, periodo 2002-2018. Sistema de Coordenadas: UTM WGS84 Z 18S.

3.1.2. Elementos Mayores

Los gráficos de elementos mayores se realizaron a partir de valores recalculados al 100% en composiciones libres de volátiles y la totalidad de hierro se expresa como Fe_2O_3t .

En general, las rocas de El Reventador se proyectan en el campo calcoalcalino de las series volcánicas de Irvine y Baragar (1971) y Peccerillo y Taylor (1976) (Figs. 3.2 y 3.3). Presentan contenido variable de SiO_2 con valores que se mueven entre ~53 y ~62 wt. % para las tres series y concentraciones medias y altas en K_2O (1.5-2.5 wt. %). Se clasifican como: andesitas basálticas y andesitas de medio/alto K, de acuerdo con el modelo de Peccerillo y Taylor (1976) y como andesitas, tranquiandesitas basálticas y traquiandesitas según los criterios de Le Bas et al. (1986) (Fig. 3.4).

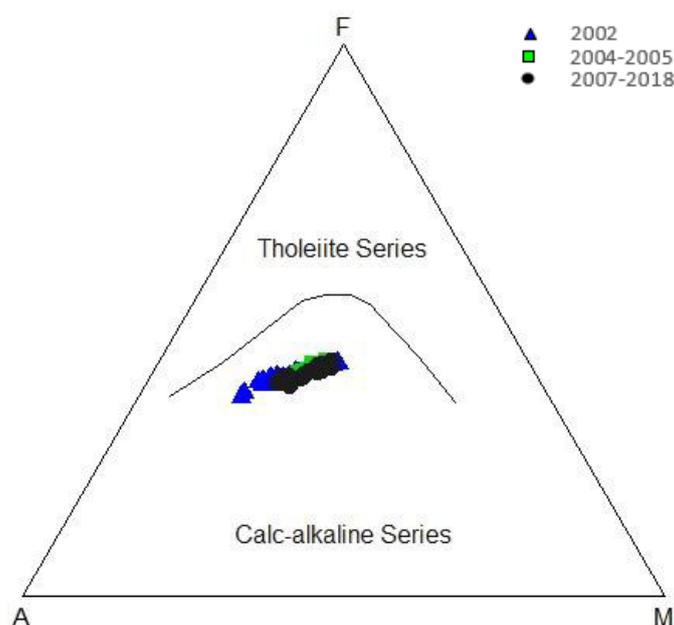


Fig. 3.2. Diagrama AFM (Álcalis: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; F: $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$; M: MgO) para las rocas volcánicas de El Reventador. Se aprecia la naturaleza calcoalcalina de las muestras, hecho que es congruente con el origen del magma, arco magmático. La línea divisoria corresponde a la determinada por Irvine y Baragar (1971).

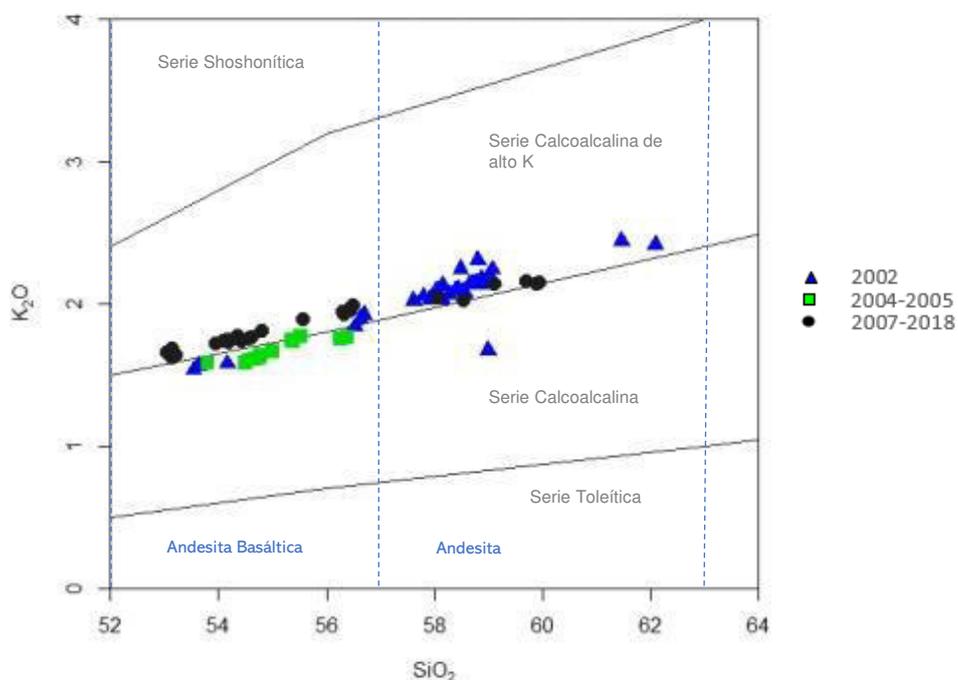


Fig. 3.3. Gráfica $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ de Peccerillo y Taylor (1976) muestra la proyección de las rocas de El Reventador a lo largo límite entre las series calcoalcalina y calcoalcalina de alto K. Los límites de composicionales según la clasificación TAS (Le Bas et al., 1986), representada mediante líneas entrecortadas, localiza a todas las muestras sobre el dominio de rocas intermedias, entre los tipos con composiciones andesítica y andesítica-basáltica.

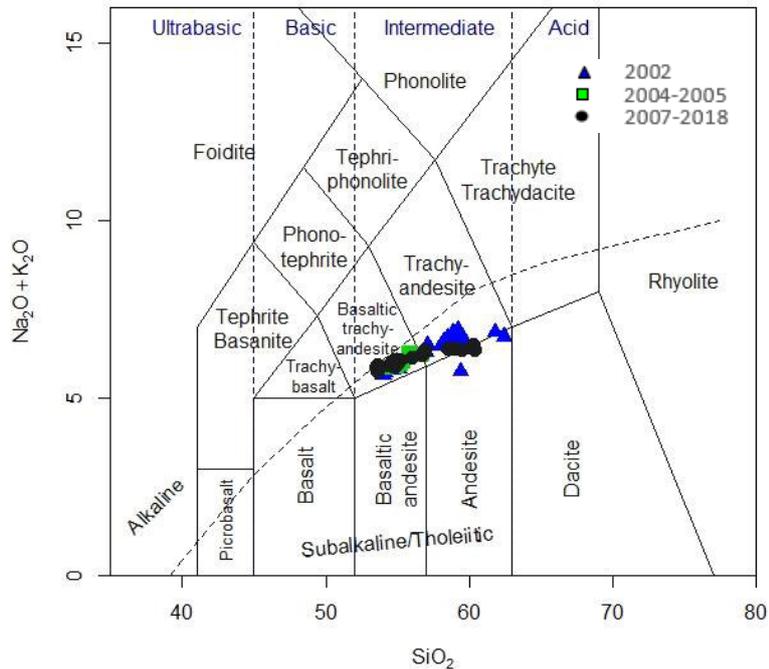


Fig. 3.4. Diagrama álcalis total - sílice (TAS) indica la proyección de las muestras del volcán El Reventador en el campo de las rocas intermedias, tipos: andesita ($\text{SiO}_2=57,94$ wt. %; $\text{Na}_2\text{O}=3,48$ wt. %; $\text{K}_2\text{O}=1,62$ wt. %), traquiandesita basáltica ($\text{SiO}_2=49,20 - 50,52$ wt. %; $\text{Na}_2\text{O}=2,91 - 4,73$ wt. %; $\text{K}_2\text{O}=1,62 - 2,46$ wt. %) y traquiandesita ($\text{SiO}_2=58,15$ wt. %; $\text{Na}_2\text{O}=4,35$ wt. %; $\text{K}_2\text{O}=3,21$ wt. %) (Le Bas et al., 1986).

Los valores de Mg# ($\text{Mg}/[\text{Mg}+\text{Fe}] \times 100$) en las rocas del volcán El Reventador varían entre 44 y 54 durante el proceso eruptivo de 2002-2018 (Fig. 3.5) y, en general, se observa continuidad en la evolución composicional de las tres series. En todas las gráficas, dos brechas en la proyección de las muestras resaltan entre 57 y 58 SiO_2 wt. % y entre 60 y 61 SiO_2 wt. %, aunque la última es menos evidente.

Los grupos 2002 y 2004-2005 abarcan rangos composicionales de sílice distintos, sin embargo, presentan tendencias de evolución similares. Por su parte, el rango composicional del conjunto 2007-2018 es muy parecido al de 2002. Esto es importante destacar porque el rango de tiempo que abarcan los grupos son notablemente diferentes, y por tanto el número de erupciones registradas.

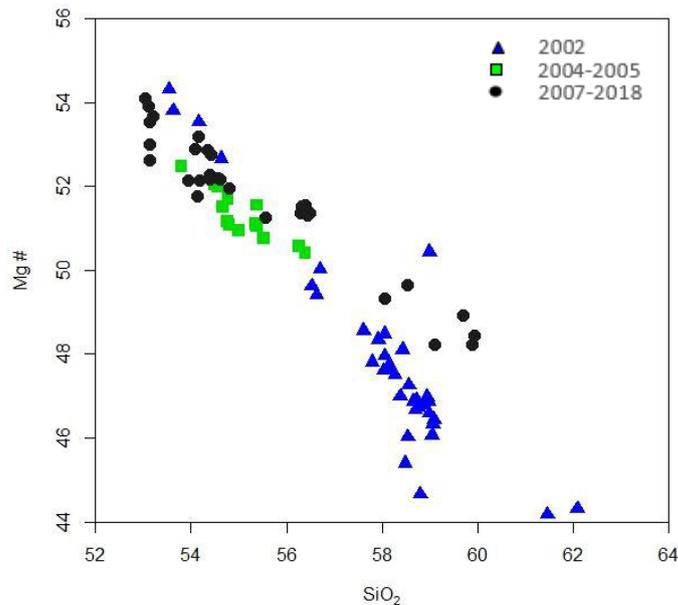


Fig. 3.5. SiO₂ vs Mg # muestra el rango de variación del Mg # en las rocas del volcán El Reventador.

Los diagramas de Harker (Fig. 3.6) muestran claras correlaciones negativas entre SiO₂ y MgO, Fe₂O_{3t}, CaO y TiO₂. También con Al₂O₃ y P₂O₅, aunque menos pronunciadas. Por otro lado, los elementos que se correlacionan de forma positiva con la sílice son el K₂O y el Na₂O; destacándose en el último cierta dispersión de los puntos, lo que impide definir una tendencia integral estrictamente ascendente. Para valores idénticos de sílice, se evidencia un empobrecimiento de Na₂O en el periodo 2007-2018, respecto a 2002 y 2004-2005. Este patrón se repite para Al₂O₃, especialmente a partir de 57 SiO₂ wt. % mientras que en los elementos TiO₂ y MnO presentan un ligero enriquecimiento.

A excepción de los casos puntuales P₂O₅ y K₂O, es evidente que las tendencias de variación de los elementos mayores respecto al SiO₂ son similares en todos los períodos. No obstante, cabe destacar que las rocas del grupo 2007-2018 varían dentro de un menor rango de composición de K₂O respecto a sus precedentes, hecho que se manifiesta como una línea de evolución con menor pendiente. Como se mencionó, en este conjunto se observa un patrón repetitivo de muestras (REV81, REV102, REV103, REV104 y REV105) que se alejan de las tendencias principales en algunos diagramas como TiO₂, Al₂O₃, P₂O₃ y Fe₂O_{3t}. y generalmente se distinguen a partir de 58 SiO₂ wt. %.

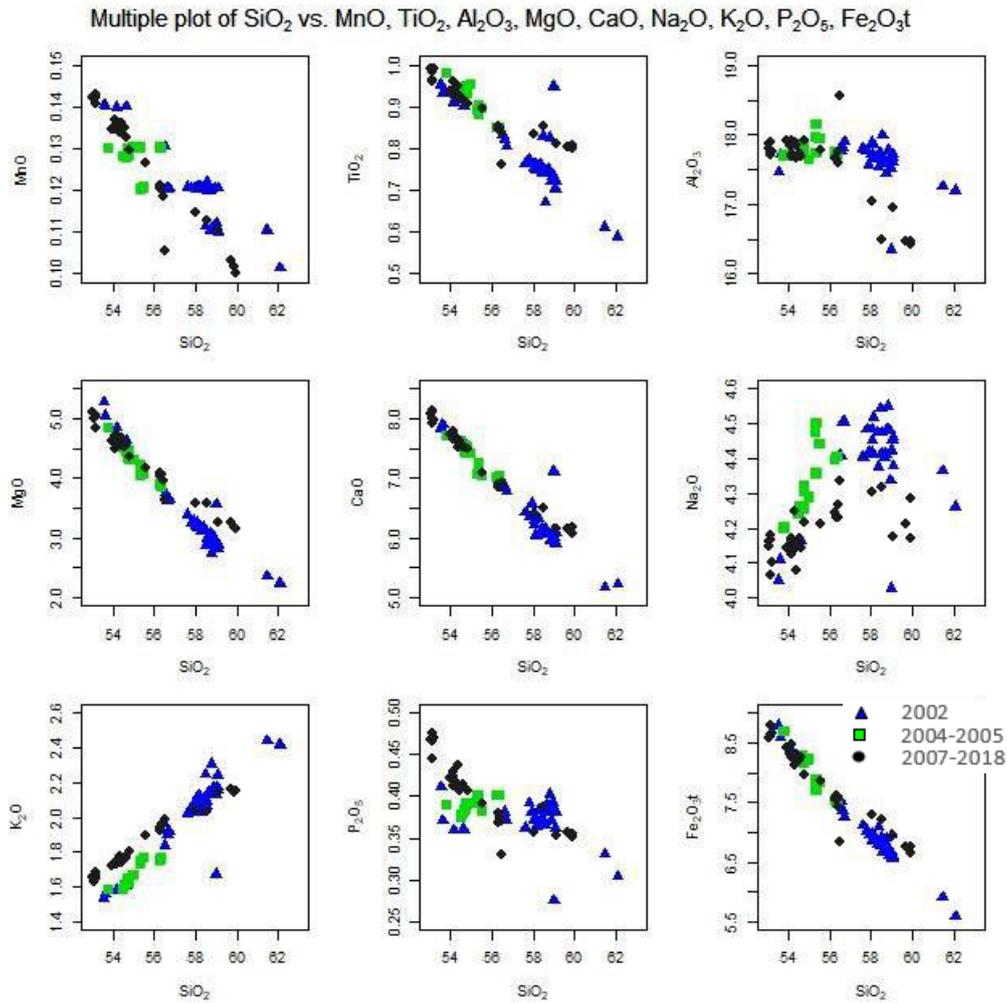


Fig. 3.6. Diagramas Harker: Elementos Mayores vs SiO₂ (expresados en porcentaje en peso).

3.1.3. Elementos Trazas

Los tres grupos considerados presentan tendencias geoquímicas de variación similares para los elementos traza. Indican incremento conforme evoluciona el magma en los incompatibles Ce, Rb, Th, Ba y pérdida en todos los demás incluyendo: Cr, Ni, Co, Sr, Dy, Y, Yb, Gd y Nd, lo que pone en evidencia el fraccionamiento de diferentes fases minerales durante toda la evolución.

El diagrama multielemental normalizado al manto primitivo, según los valores de Sun y McDonough (1989) muestra un patrón de fraccionamiento normal para magmas originados en arcos volcánicos (Fig. 3.7), con valores $(La/Yb)_N$ entre 12 y 20. Es evidente el enriquecimiento de los magmas en elementos litófilos de gran radio iónico LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) respecto a los elementos de alta carga iónica HFSE (*High Field Strength Elements*, por sus siglas en inglés), sobre todo en Ba y K. Asimismo, se

observa enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras (LREE): La, Ce, Nd respecto a las Tierras Raras Pesadas (HREE): Dy, Yb relativo al valor de condritas según Nakamura et al. (1974) (Fig. 3.8). Las concentraciones de HREE son en general bajas (< 10 ppm), especialmente en el período 2007-2018. Los tres espectros son paralelos y marcan una anomalía negativa de Nb, relacionada con el ambiente geotectónico de arco (Kelemen et al., 1993; Baier et al., 2008).

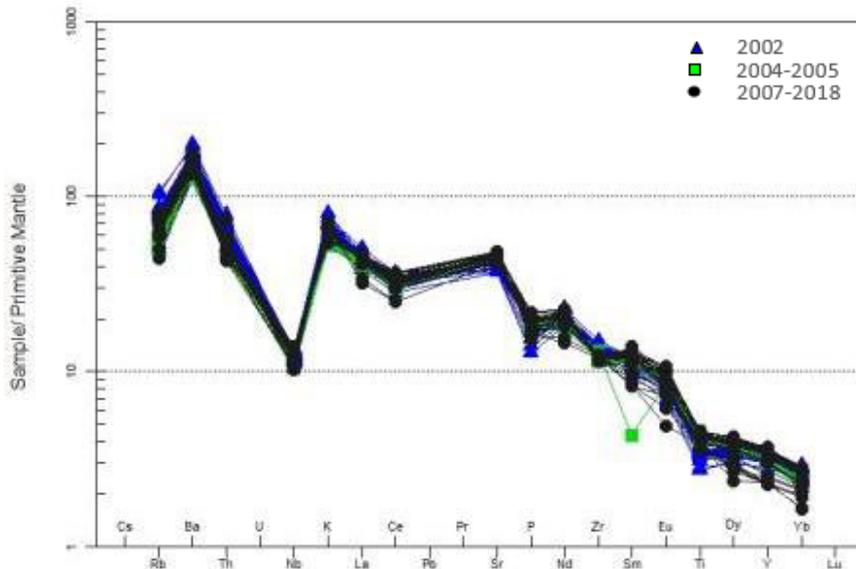


Fig. 3.7. Diagrama Multielemental normalizado a Manto Primitivo según Sun y McDonough (1989) para las muestras de El Reventador.

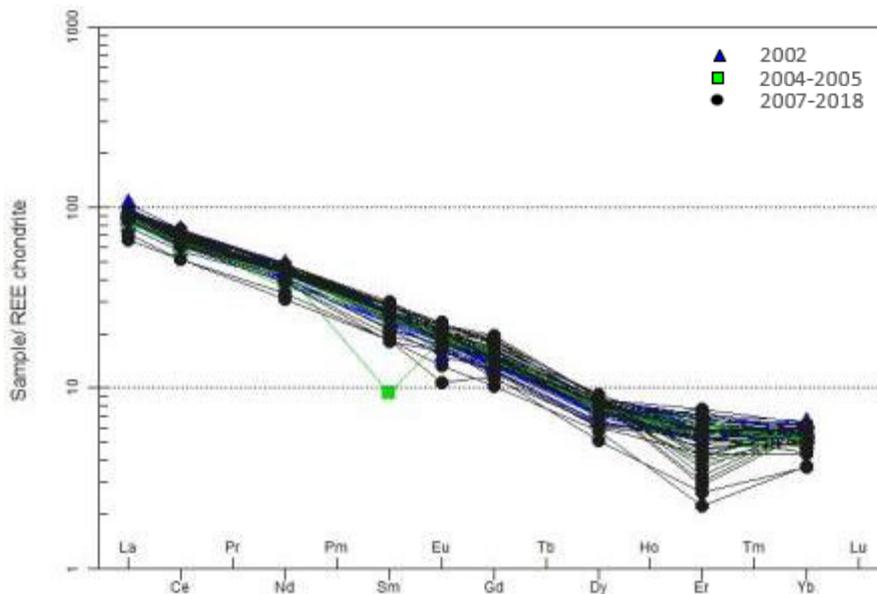
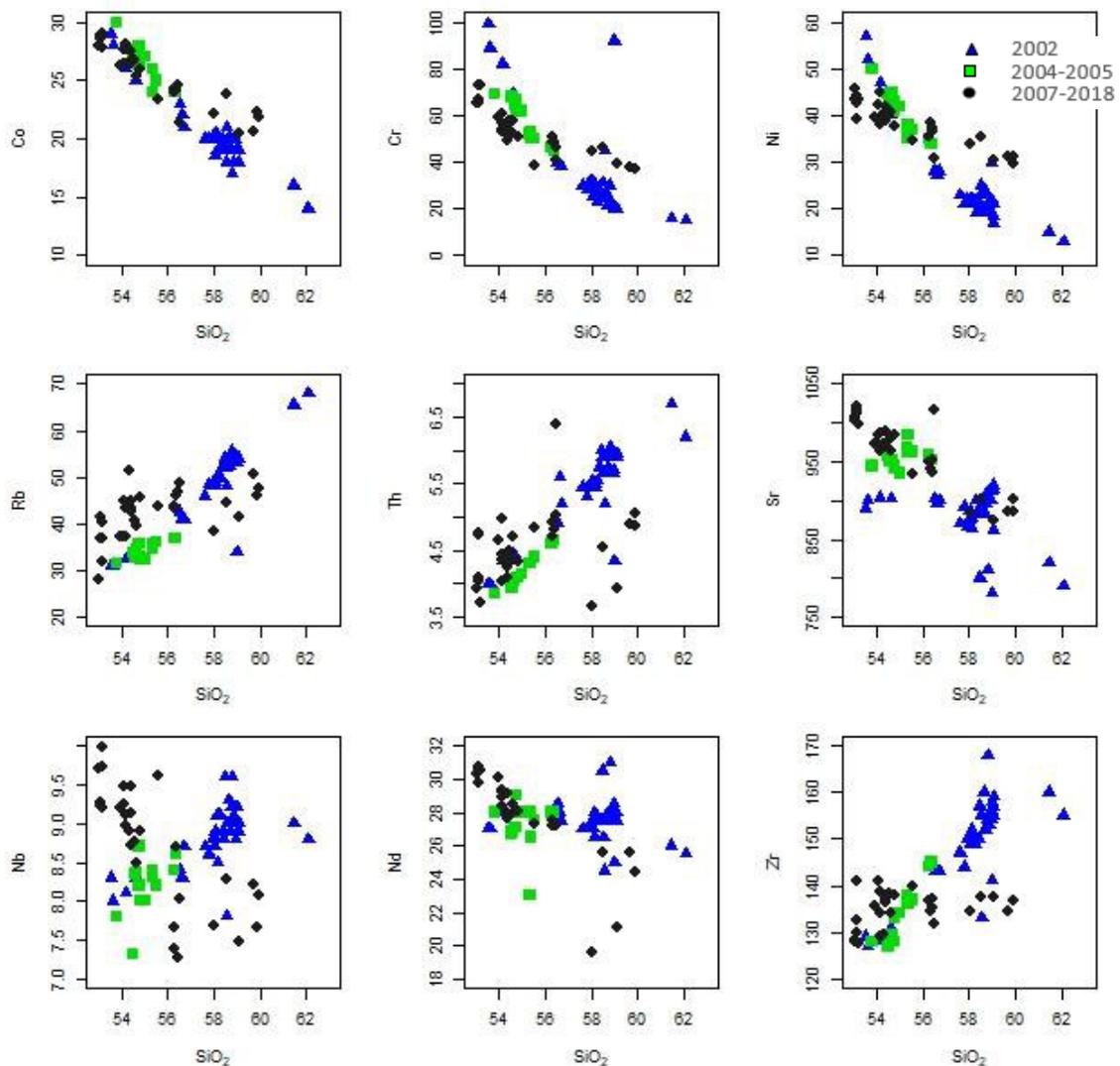


Fig. 3.8. Diagrama de REE normalizado a Condritas según Nakamura et al. (1974) para las muestras de El Reventador.

Consistentemente, los diagramas de variación utilizando el contenido de SiO_2 como índice de diferenciación, muestran correlaciones negativas para los elementos de transición (Sc, Va, Cr y Ni); HREE (Y, Yb y Dy); y en menor proporción para las Tierras Raras Medias, *MREE* (Sm, Eu y Gd); pero correlaciones positivas para los LILE (Rb y Ba) y los HFSE (Th, Zr y Nb) (Fig. 3.9).

Dos series con tendencias químicas distintas se reconocen, a pesar de la dispersión. La primera abarca los periodos 2002 y 2004-2005 y la segunda a las rocas de 2007-2018 donde se encuentran, además, las concentraciones de Cr, Ni, y Zr más bajas y menos variables. A diferencia de 2002 y 2004-2005, en 2007-2018, las tendencias son variables y menos continuas (e.g Nb, Th, Dy). Además, para iguales valores de sílice, los términos más básicos de esta serie están enriquecidos en HREE respecto a sus precedentes y especialmente para las HREE, las mismas rocas que difieren en tendencias para óxidos mayores a partir de 57-58 SiO_2 wt. % se salen completamente de la tendencia principal.



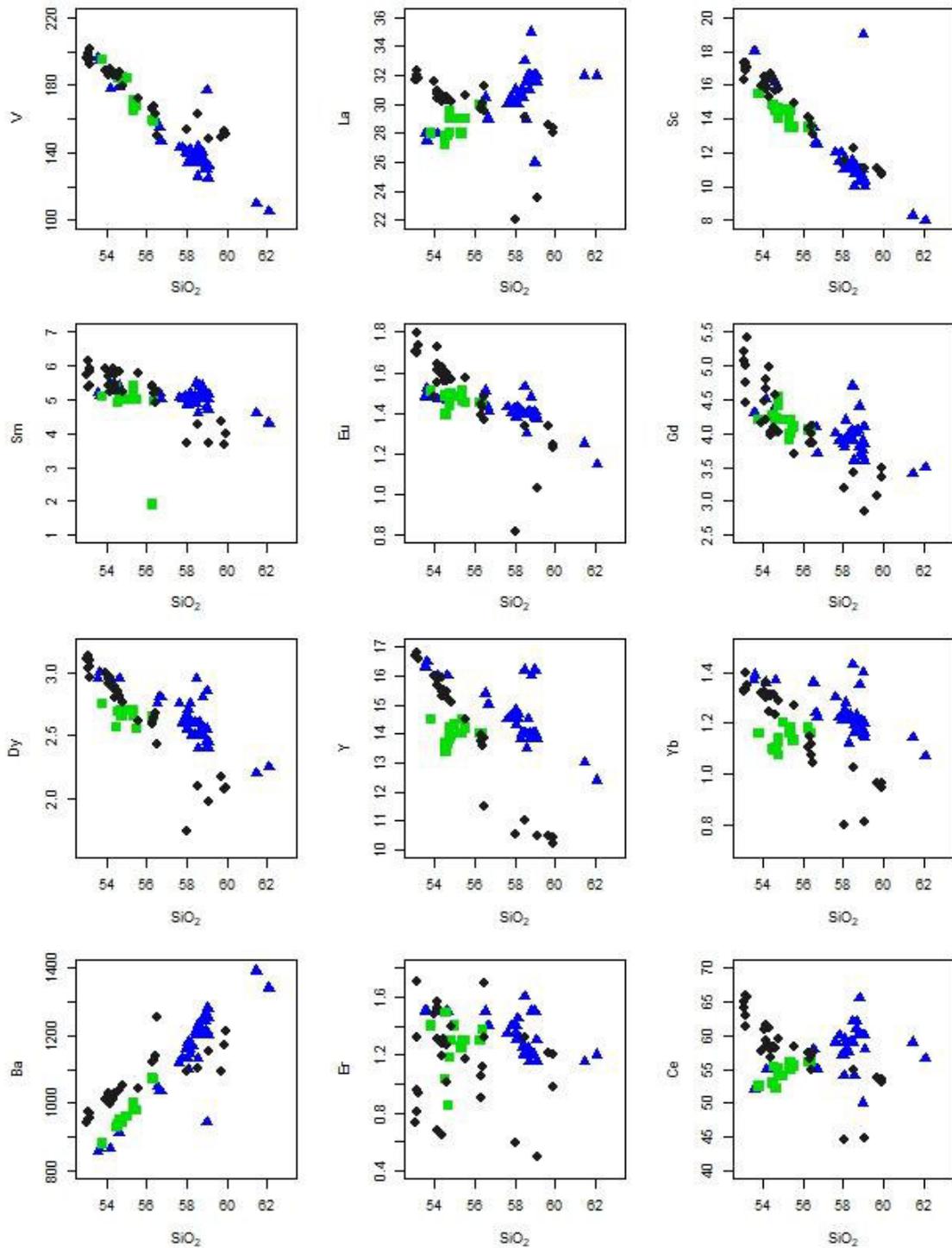


Fig. 3.9. Diagramas pseudoharker: Concentración de elementos traza (expresada en ppm) vs SiO_2 (expresado en porcentaje en peso wt. %).

Estas rocas, por el contrario, se encuentran empobrecidas en los elementos: Eu, Gd, Dy, Y, Yb y La; y presentan valores máximos en las relaciones de elementos La/Yb, Dy/Yb y Sr/Y (Fig. 3.10). El resto de las rocas del grupo 2007-2018 también expone relaciones altas, mayores que en 2002, pero no superan los valores en 2004-2005.

Otra particularidad de las muestras de 2007-2018 es que las correlaciones de Cr, Co y Ni exponen pendientes más suaves respecto a los periodos 2002, 2004-2005, evidenciando un ligero empobrecimiento entre 53 y 57 SiO₂ wt. % y un pequeño enriquecimiento a partir de 57-58 SiO₂ wt. %; mientras que en los elementos Sr, V y Sc, se observa únicamente el enriquecimiento. Además, las tendencias de La, Ce y Nb en este grupo parecen contraponerse a las de 2002 y 2004-2005, aunque la dispersión impide realizar esta afirmación con certeza. Sobre todo en La y Ce, las tendencias son anómalas, mostrando correlaciones negativas respecto a la sílice SiO₂ wt. %

En cuanto a los grupos 2002 y 2004-2005, a pesar de la aparente similitud en tendencias geoquímicas, los mismos se tratan como series independientes. Esto, como consecuencia del estudio de Samaniego et al (2008) en el que, utilizando las mismas relaciones: La/Yb, Dy/Yb y Sr/Y (Fig. 3.10), se demostró que las rocas provienen de magmas diferentes. Las relaciones más altas se notan en las composiciones del grupo 2004-2005 poniendo en evidencia que, a valores similares de Rb, existe un ligero enriquecimiento de estas lavas en Sr y HREE; así como un empobrecimiento e Y, respecto a 2002.

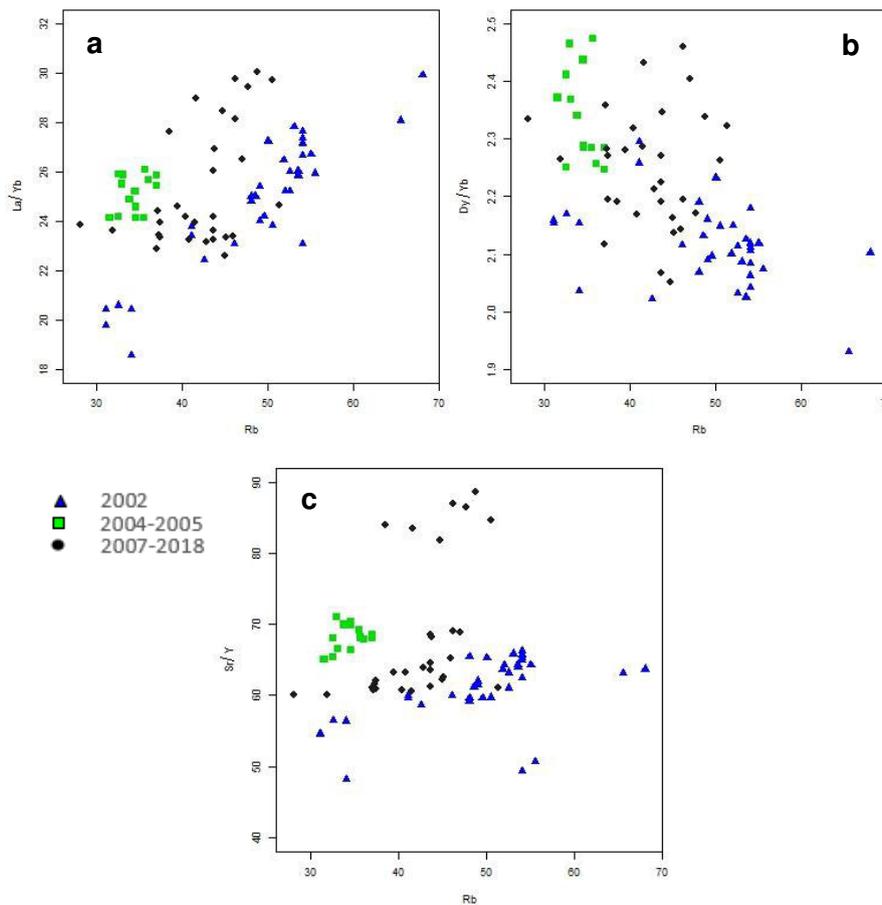


Fig. 3.10. Relaciones de elementos traza vs. contenido de Rb como índice de diferenciación. a) La/Yb, b) Dy/Yb y c) Sr/Y.

3.1.4. Evolución Temporal

Utilizando a la sílice como índice de diferenciación, la evolución composicional del magma se representa en forma de diagramas de variación: SiO₂ wt. % y Fe/Mg vs. año de emisión de los productos eruptivos (Fig. 3.11).

El resultado es que la variación composicional en función del tiempo no es la misma en todos los periodos. En 2002, el contenido de SiO₂ tiende a disminuir hacia el final de la serie que inicia con los flujos piroclásticos del 3 de noviembre y termina con la emisión del flujo de Lava 2. En el periodo 2004-2005, algo similar ocurre: las composiciones más básicas corresponden al flujo de Lava 6, que es el último en emitirse previo al inicio del periodo 2007-2018. Sin embargo, en el periodo 2007-2018 las rocas siguen una tendencia de diferenciación *normal* que tiende a aumentar el contenido de sílice conforme transcurre el tiempo y que es consistente con el incremento en la relación Fe/Mg, al sugerir disminución en Mg hacia los términos más diferenciados.

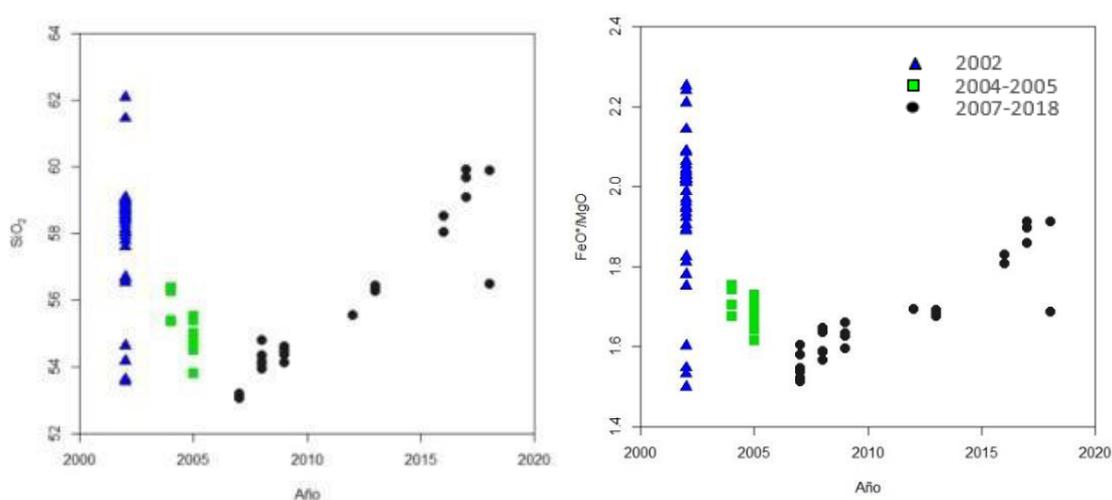


Fig. 3.11. Evolución temporal del volcanismo de El Reventador medido en contenido de SiO₂ y la relación Fe/Mg, para tres periodos eruptivos: 2002, 2004-2005 y 2007-2018.

Esto es destacable considerando el rango de tiempo que existe entre la primera y la última emisión de productos eruptivos y el número de eventos que conforman el periodo. La variación máxima de sílice en 2002 y 2007-2018 es similar, con un incremento de aproximadamente 5 wt. %. (53.40 - 58.80 y 52.54 - 57.32 SiO₂ wt. %. respectivamente) a pesar de que, en el primer caso ocurrió una sola gran erupción y en el segundo, una serie de eventos de menor magnitud. En 2004-2005 el incremento de SiO₂ es menor, con un incremento de 2.5% en la composición de 53.80 a 56.20 SiO₂ wt. %.

Los patrones de evolución para elementos mayores y trazas siguen tendencias coherentes con la variación en SiO₂. Vistos de forma integral, los *trends* de variación para óxidos mayores respecto al tiempo se observan en la Fig. 3.12; y de manera individual en la Fig. 3.13.

Según los gráficos, la evolución química del magma en el periodo 2002-2018 sugiere, en primer lugar, una serie magmática que se vuelve más básica desde 2002 hasta 2004-2005, y, en segundo, una que aumenta su contenido en sílice, indicando diferenciación en el proceso en 2007-2018. Lo mismo puede derivarse del análisis de la variación del Mg# respecto al tiempo que, consistentemente, muestra tendencias contrapuestas a la variación de SiO₂ (Fig. 3.14). Así, mayores porcentajes de CaO, MgO y Fe₂O₃ coinciden con menores porcentajes de SiO₂.

Las variaciones de los óxidos SiO₂, MgO, CaO y Fe₂O₃, también son evidentes respecto de los elementos: MnO, Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ y P₂O₅ que más bien, tienden a permanecer constantes a lo largo de la evolución. Y, en el caso del K₂O, la variación es mínima, pero destacable. Los contenidos más altos de K₂O se observan en el periodo 2002 y en los términos más diferenciados de las rocas de 2007-2018.

Por otro lado, las brechas que suceden entre 2009 y 2012; y entre 2013 y 2016, a lo largo de las líneas de tendencia del periodo 2007-2018 son más evidentes en los gráficos de evolución temporal. Dichas brechas rompen la continuidad de los datos; no obstante, no representan una interrupción en la actividad eruptiva del volcán (ver apartados 1.2.2.5, 1.2.2.6 y 1.2.2.7; Arnold et al., 2017, 2019; Vallejo et al. *in prep.*). Por lo tanto, debido a que no se cuenta con análisis químicos para las rocas de esos años, pero sí se mantiene la tendencia de diferenciación general para las muestras proyectadas, la serie correspondiente al periodo comprendido entre 2007 y 2018 seguirá asumiéndose como continua y así será evaluada en la discusión de procesos.

La única muestra que presenta un comportamiento anómalo corresponde a la REV 81, procedente del LF76, con fecha de emisión 1 de abril de 2018. En casi todos los gráficos, esta roca se sale de las tendencias geoquímicas generales y muestra un contenido significativamente menor de SiO₂ respecto a la REV 105, de la misma fecha. De esta, se asume, responde a un valor atípico.

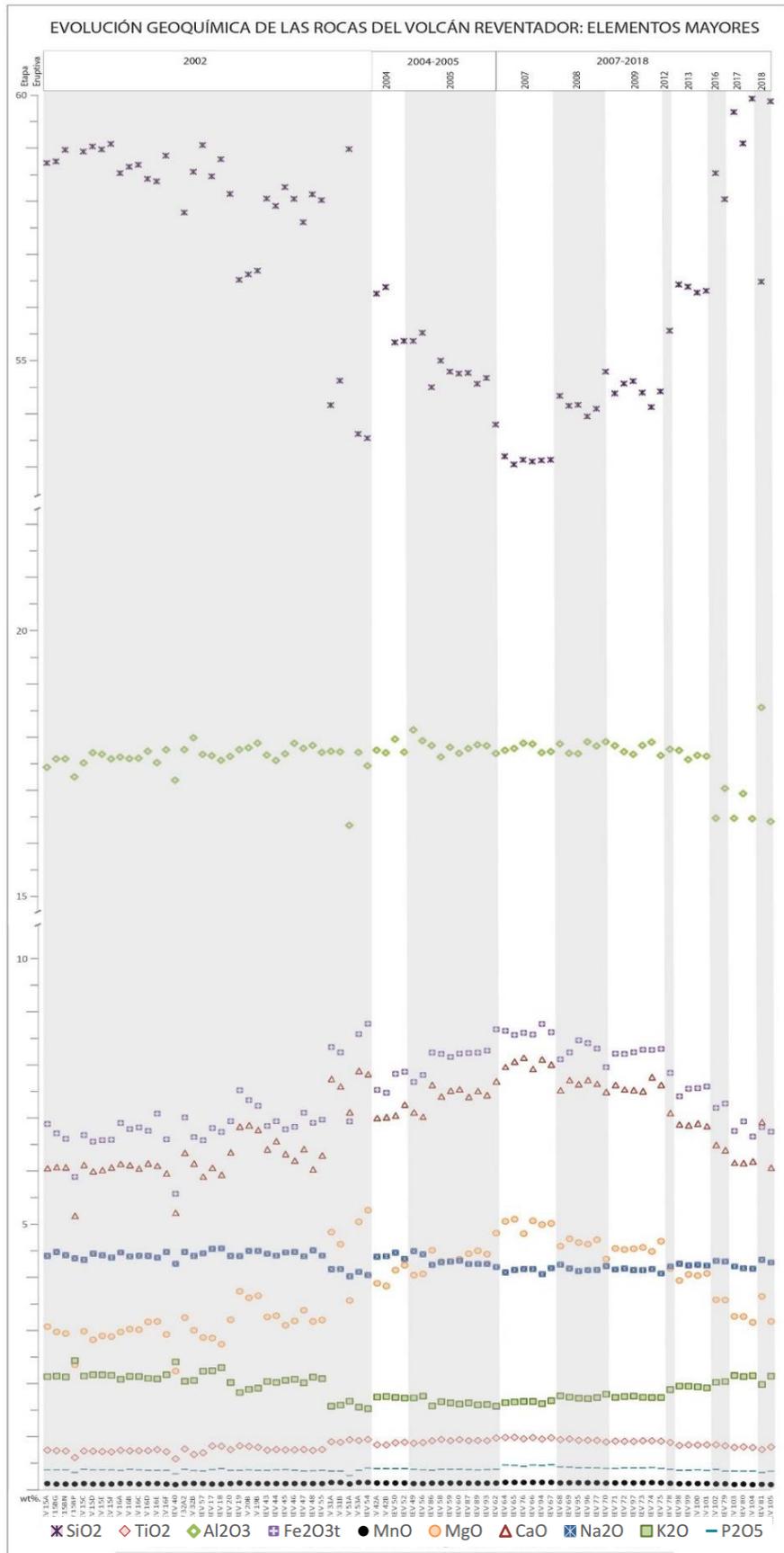


Fig. 3.12. Variación temporal del porcentaje en peso (wt. %) de óxidos mayores graficados respecto al tiempo. Se observan los tres periodos considerados: 2002, 2004-2005 y 2007-2018.

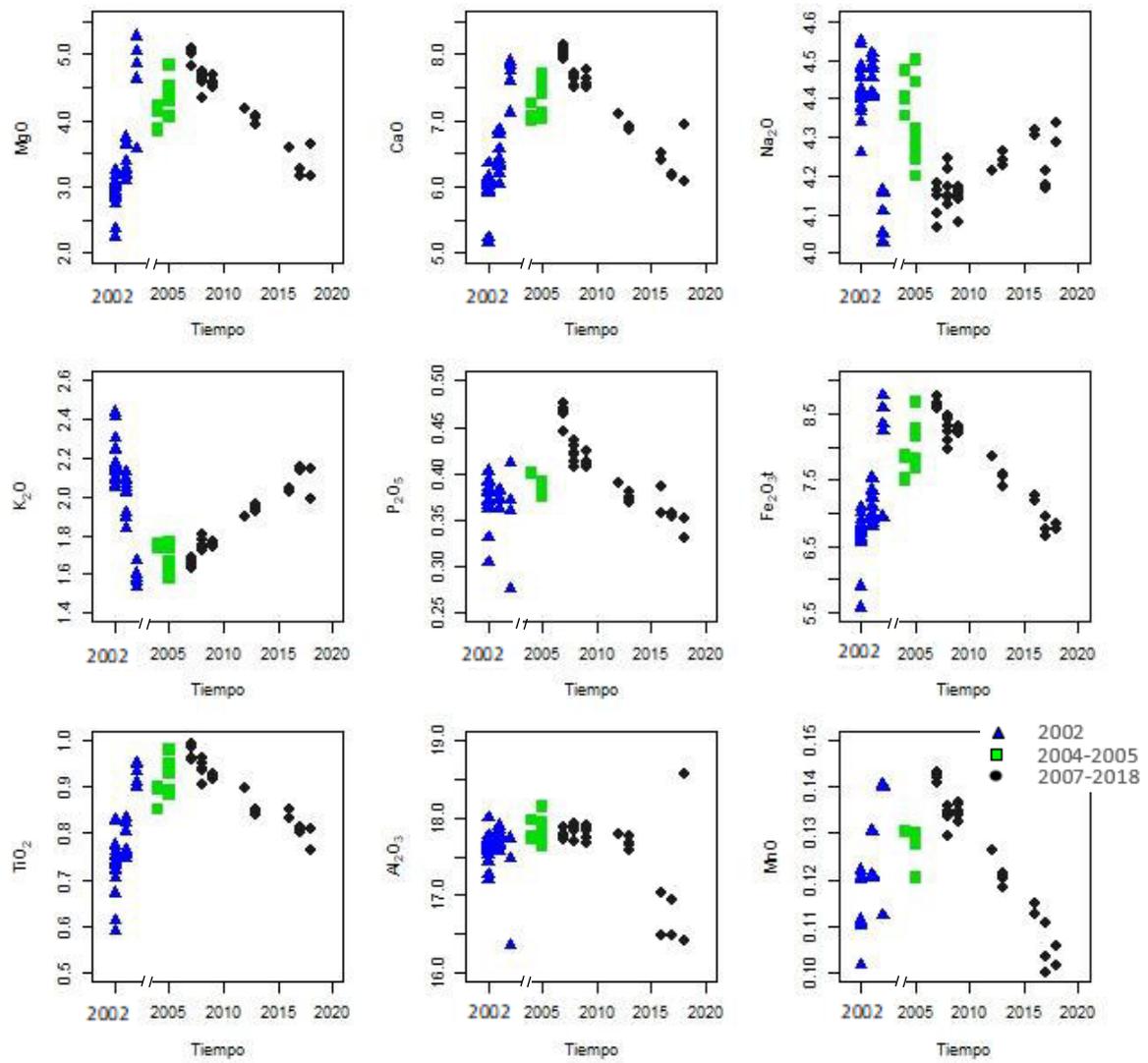


Fig. 3.13. Gráficas de evolución composicional en óxidos mayores respecto al tiempo.

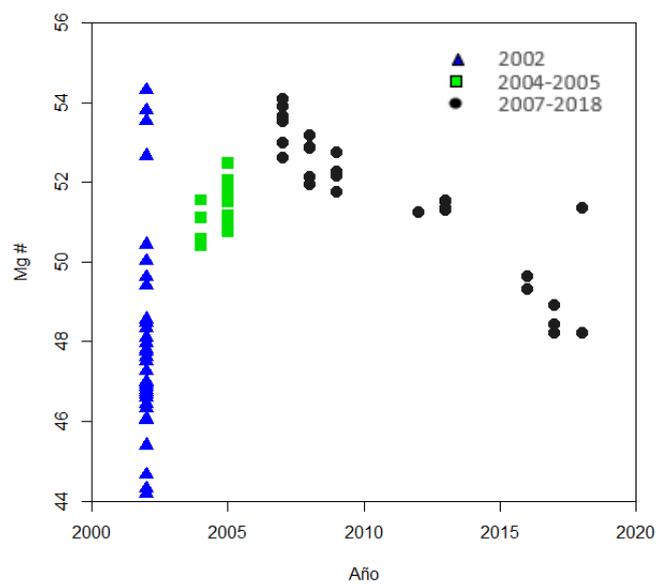


Fig. 3.14. Gráfica de Mg# vs tiempo.

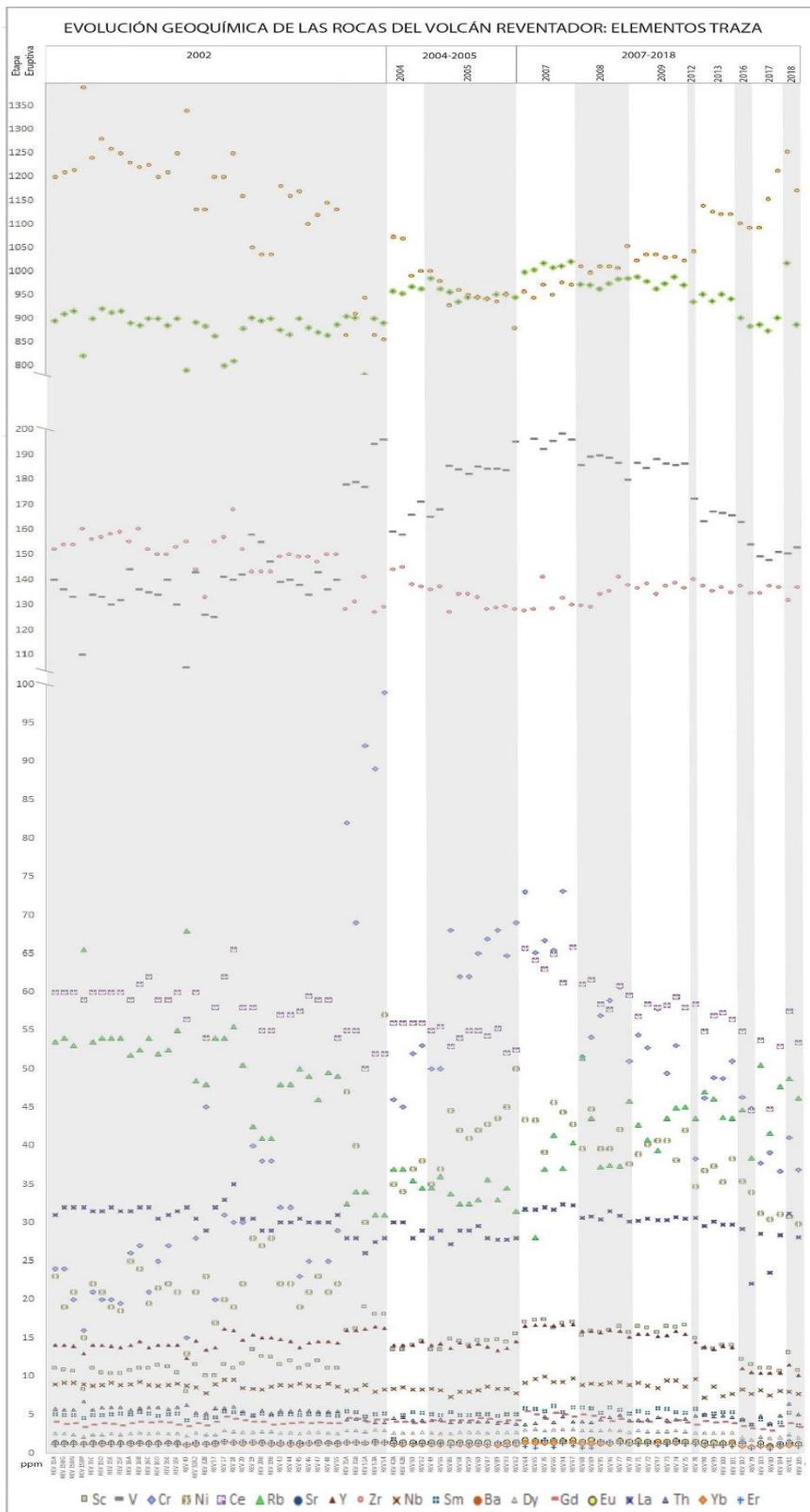
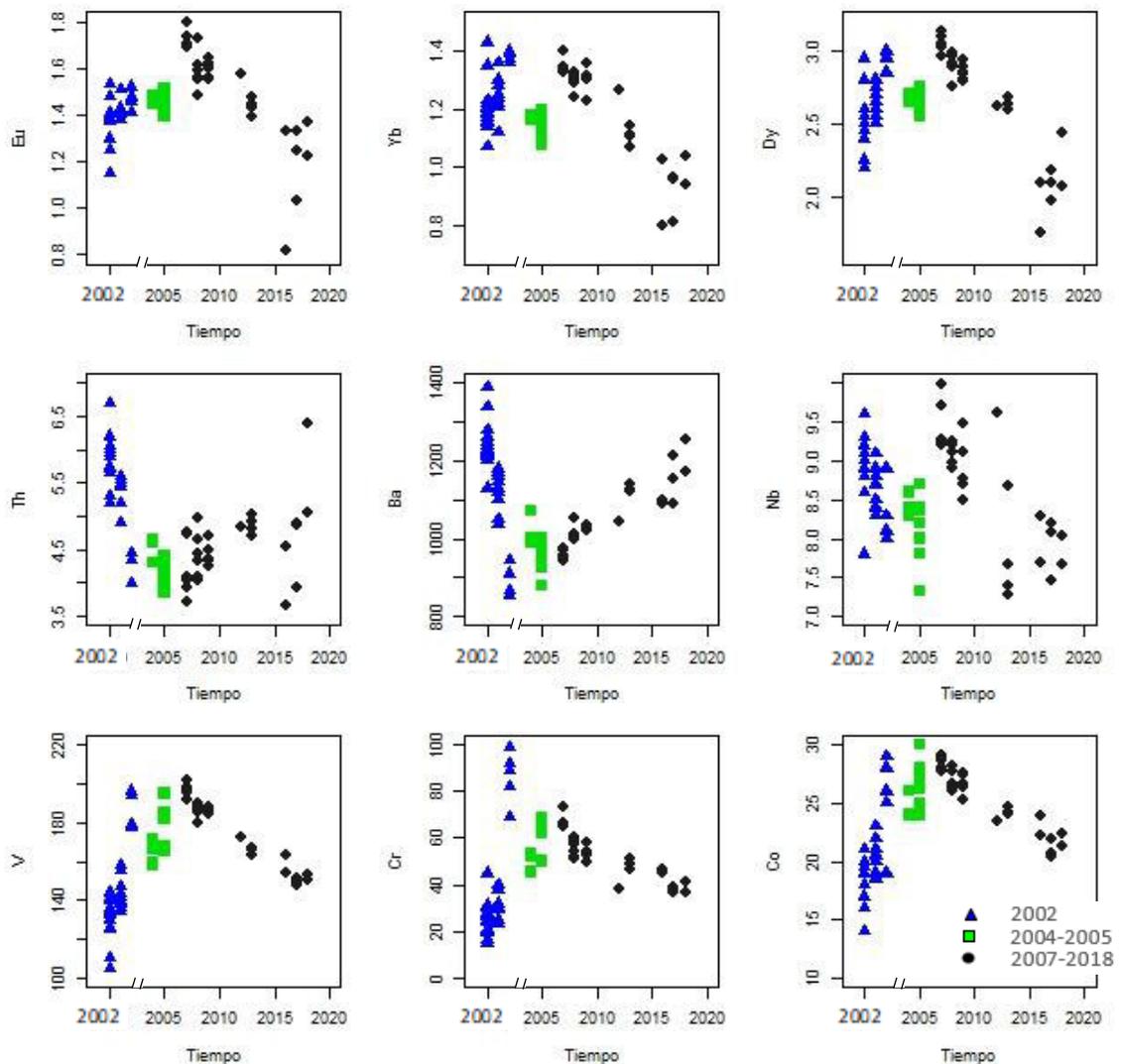


Fig. 3.15. Evolución de la composición geoquímica medida en partes por millón (ppm) de elementos mayores, para las rocas del volcán El Reventador dentro del periodo 2002-2018.

En cuanto a los elementos traza, representados en conjunto (Fig. 3.15), la mayoría de permanecen constantes en el tiempo. Las tendencias lineales más evidentes corresponden a los elementos: Sm, Eu, Dy, Gd, Er, Yb, Nb, Y y La. Un tanto más variables Sr, Ni y V que tienden a incrementar, aunque en cantidades bajas, durante los periodos 2002 y 2004-2005; pero desde 2007 en adelante se observa un notable decrecimiento. En contraste, el Ba, Rb y Zr disminuyen durante los primeros dos periodos y tienden a incrementar levemente durante 2007-2018. Por su parte, el Ce permanece constante durante 2002, 2004-2005 y decrece ligeramente en 2007-2018. También sobresale el Cr, que es el único que mantiene un incremento constante a lo largo del periodo.

Las tendencias de incremento o decrecimiento de los elementos son mejor apreciados en los diagramas temporales de trazas vs. tiempo (Fig. 3.16). Se observa que casi todos presentan uniformidad en las tendencias de variación química temporal, de acuerdo con el análisis previo de diagramas binarios.



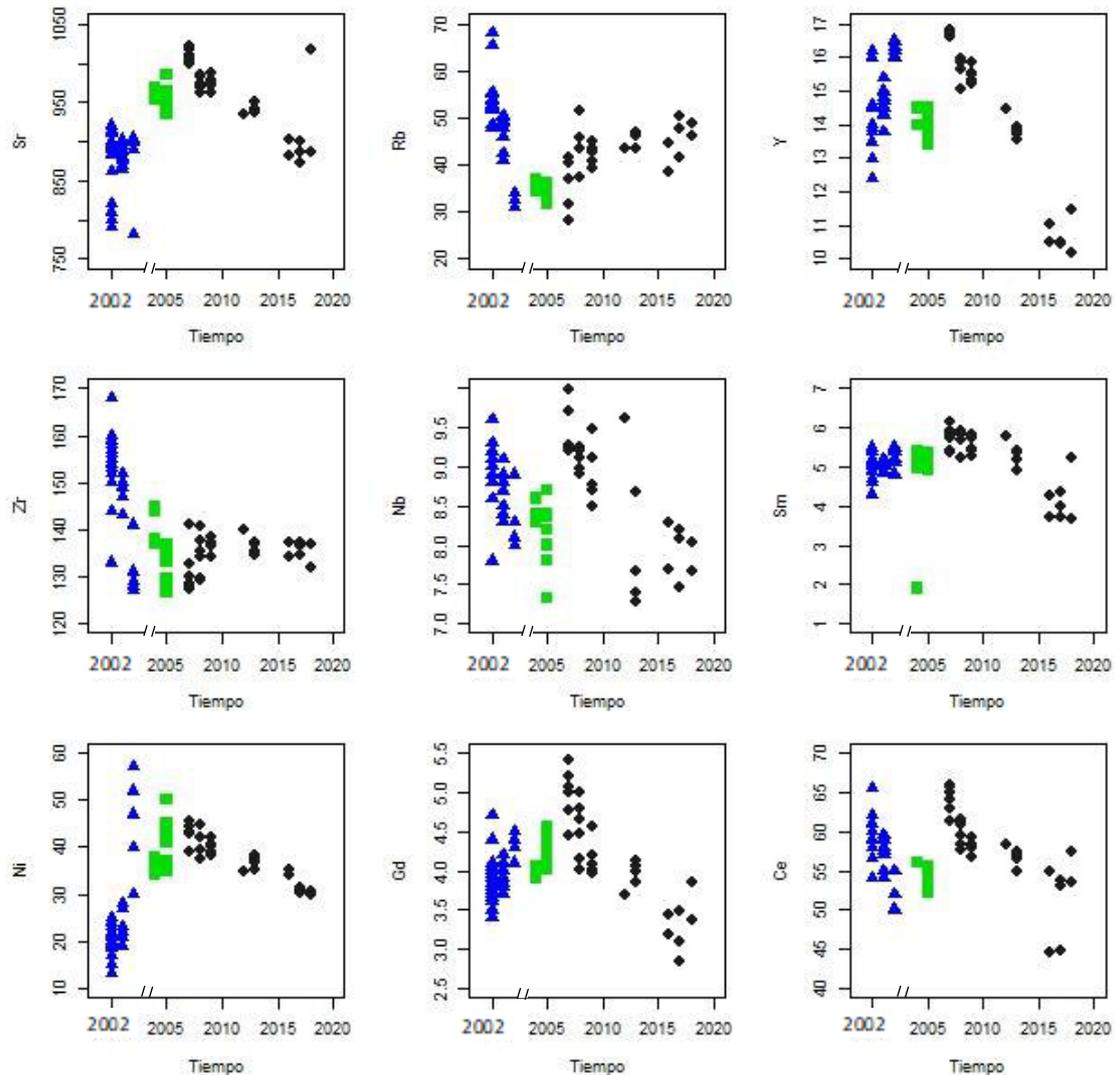


Fig. 3.16. Gráficas de variación de elementos traza (expresados en ppm) respecto al tiempo.

Además, puede notarse que los elementos que disminuyen desde 2007 en adelante son: Eu, Dy, Yb, Nd, V, Cr, Co, Ni y Sr; mientras que Th, Ba, Rb; aumentan. El Zr permanece más o menos constante y en los diagramas de Y y Nb se pueden definir dos subgrupos. Uno que presenta composiciones notablemente más altas hacia el principio de la serie y otro, con composiciones bajas hacia el final.

En los periodos 2002, 2004-2005, las tendencias son menos claras debido al constituyente de muestras con la misma fecha de emisión (medida por año). Sin embargo, en estos gráficos se pone en evidencia la independencia de las series 2002 y 2004-2005, una de otra, que no parecen tener continuidad, como en el caso de 2007-2018. De hecho, en términos composicionales, no existe ningún patrón que sugiera el inicio del período 2004-2005 luego del evento de 2002. Y, en general, las muestras de

este periodo permanecen dentro de un pequeño rango de composición en todos los gráficos.

Especialmente en el periodo 2002, es muy difícil definir tendencias. No obstante, algunas tendencias visibles son, de disminución: Th, Ba, Rb, Zr y Ce; y de incremento: V, Cr, Co, Y y Ni. Lo mismo se cumple para la etapa de 2004-2005.

3.2. Estudio Petrográfico

En esta sección se presenta un resumen del estudio petrográfico a escala microscópica de las rocas del volcán El Reventador muestreadas entre 2002 y 2018. La mayoría corresponden a flujos de lava de composición andesítica, pero también se observan xenolitos gabróticos y bombas pumíticas de flujos piroclásticos. El análisis a detalle del total de láminas delgadas descritas se presenta en el Anexo IV y la distribución de los puntos de muestreo para el estudio petrográfico, en la Fig. 3.17.

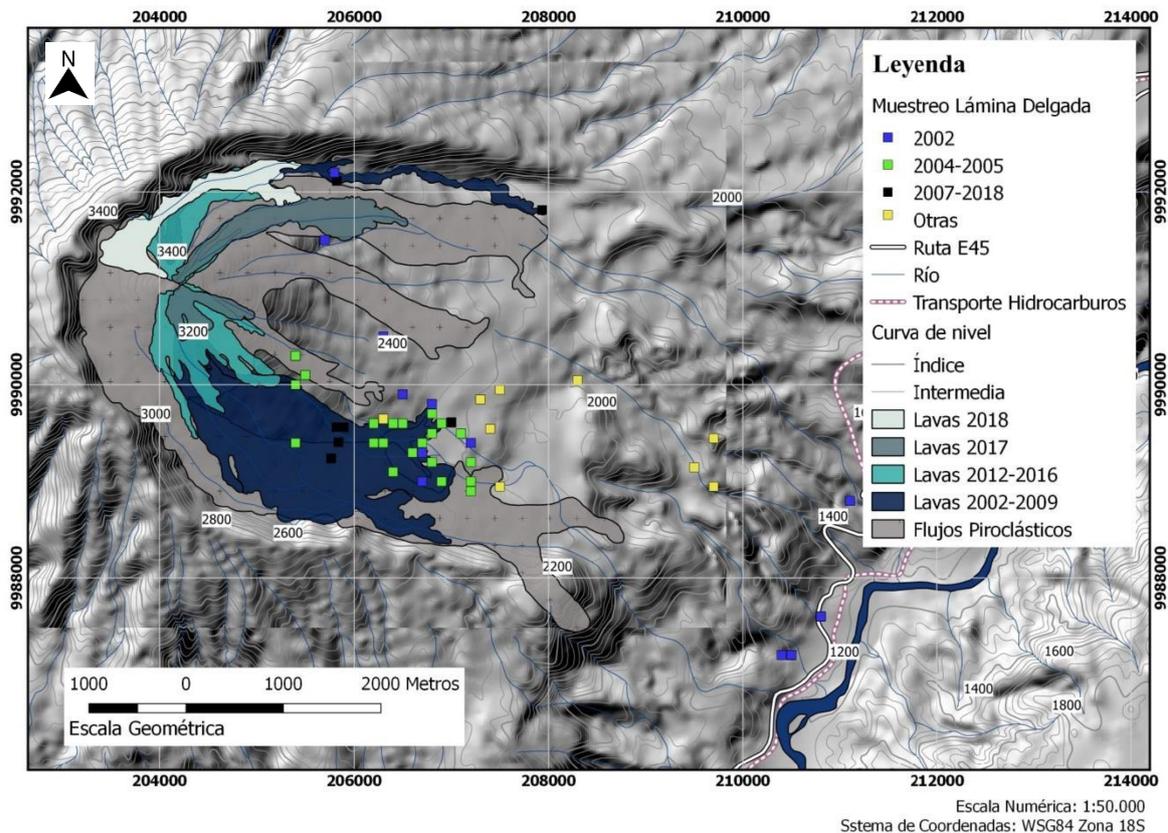


Fig. 3.17. Sitios de muestreo para el análisis de lámina delgada de los volcánicos de El Reventador, periodo 2007-2018. Sistema de Coordenadas: UTM WGS84 Z 18S.

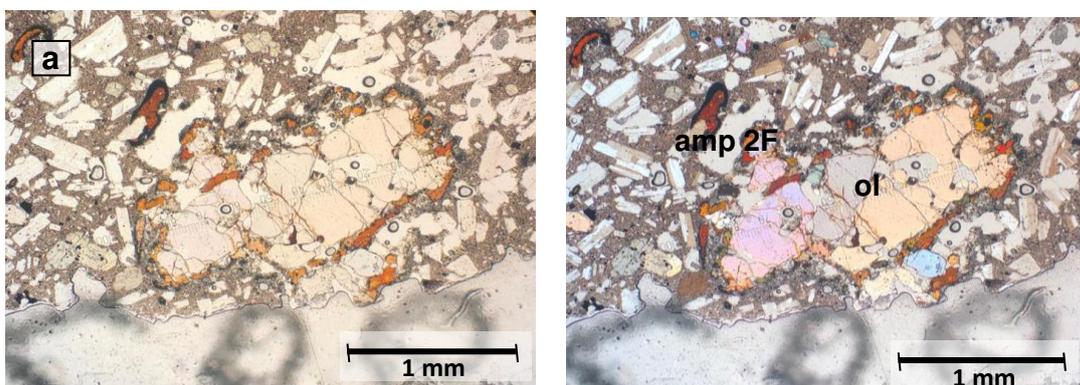
El contenido de fenocristales, matriz, vidrio y vesículas se encuentra en porcentaje (%) respecto al volumen total de la roca y es una estimación semicuantitativa. Además, cada mineral se representa con las siguientes abreviaturas de acuerdo con Whitney y Evans (2010): Ol=olivino, Cpx=clinopiroxeno, Opx=ortopiroxeno, Pl=plagioclasa, Amp=anfíbol, Ap=apatito y Ox: óxidos metálicos (Mag=magnetita e Ilm=ilmenita).

3.2.1. Fases Minerales

En general, el estudio petrográfico reveló que la composición mineral de las rocas a lo largo del periodo eruptivo 2002-2018 es igual en todas las etapas, con una asociación mineral que incluye: plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol; además de olivino ocasional y los minerales accesorios apatito y óxidos de Fe-Ti (ilmenita y magnetita). La descripción individual de cada fase se presenta a continuación.

3.2.1.1. Olivino

El olivino es poco común en todas las secciones. Regularmente, no supera el 2% del total y sus cristales presentan hábitos prismáticos subhedrales-euhedrales. La mayoría aparece en los términos menos silíceos del periodo correspondiente a la etapa 2004-2005, aunque ocasionalmente se observan en 2002 y entre 2007-2012. Es común que presenten: fracturamiento, bordes de oxidación y sobrecrecimiento de anfíbol y clinopiroxeno (Fig. 3.18). Los olivinos se reconocen por sus colores de interferencia de V orden rosados, verdes, y en ocasiones, azules-verdosos, cuando se encuentran recristalizando a clinopiroxeno. También presentan textura esqueletal.



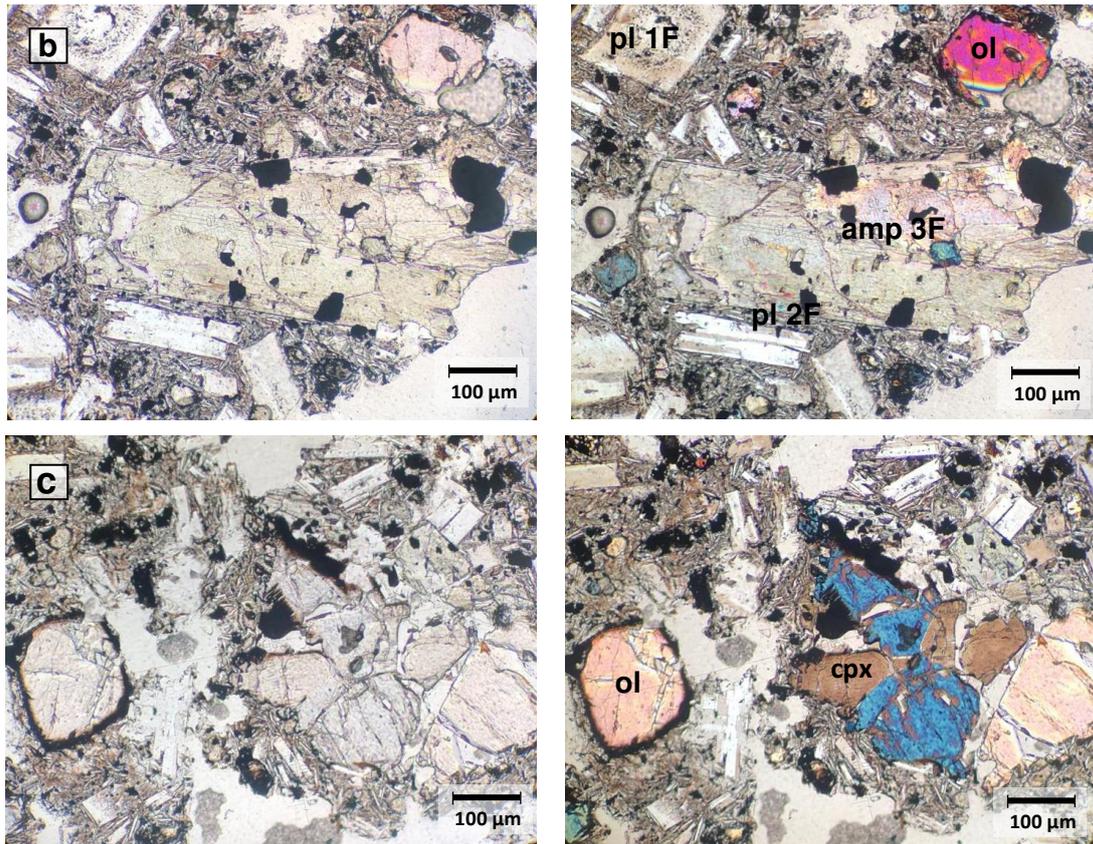


Fig. 3.18. Vista 10x en lámina delgada de las muestras REV 54 (a) y REV 56 (b y c) correspondiente a los flujos LF2 y LF4 emitidos el 21/11/2002 y 1/4/2005, respectivamente. A la izquierda, las imágenes con luz paralela; a la derecha, con nicoles cruzados. a) Sobrecrecimiento de anfíbol en cristal subhedral de olivino en corte longitudinal. b) Se observan las dos familias de plagioclasa y un ejemplar de la familia 3F anfíbol: hábito prismático, subhedral. c) Se destacan los cristales de olivino intercreciendo con clinopiroxeno, bordes de oxidación y fracturamiento del mineral.

3.2.1.2. Piroxeno

Se observan las fases: clino y ortopiroxeno en todas las muestras. Los ortopiroxenos constituyen una fase accesoria, poco abundante que ocupa el 5 vol. % en promedio. Usualmente presentan aspecto corroído (asociado a textura *sieve*) y están fracturados. Además, son comunes las maclas lamelares y entrecrecimientos irregulares con clinopiroxeno (Fig. 3.19b) En algunos cristales se observa recristalización de clinopiroxeno sobre ortopiroxeno u olivino.

Los clinopiroxenos presentan hábitos octogonales euhedrales y subhedrales en cortes basales y prismáticos con bordes desgastados en cortes longitudinales. Exhiben características que sugieren composiciones diópsido-augíticas, con una variedad de colores de interferencia entre II y IV orden. Muchos se encuentran recristalizando a

anfíbol. Es habitual observar zonaciones, coronas de anfíbol (Fig. 3.19a; Fig. 3.19c) e inclusiones de olivino en estos cristales. La relación de contenido de ortopiroxeno respecto a clinopiroxeno es normalmente de 1:3 y, en total, corresponden a aproximadamente el 15% del porcentaje de fenocristales en la mayoría de las rocas.

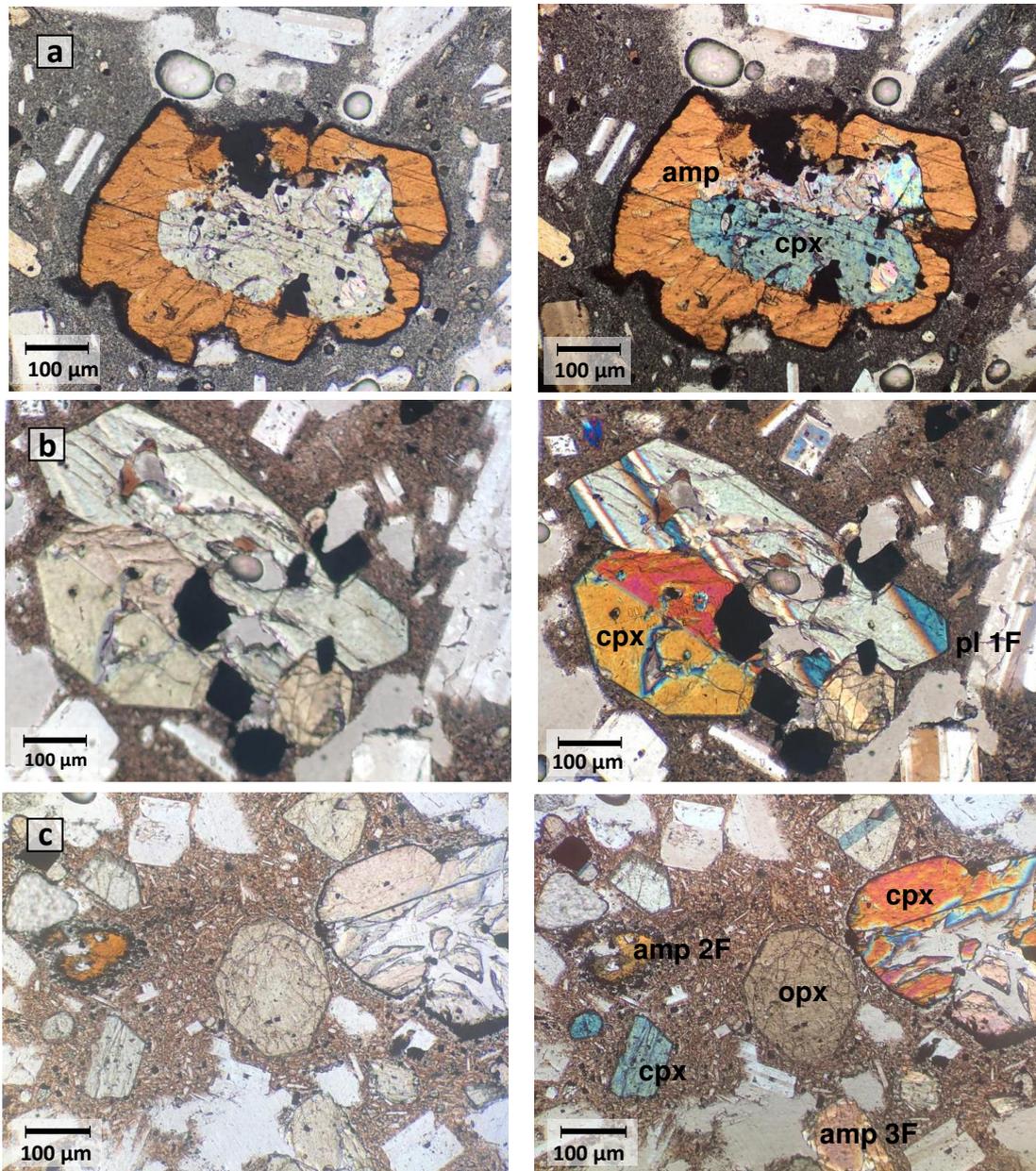


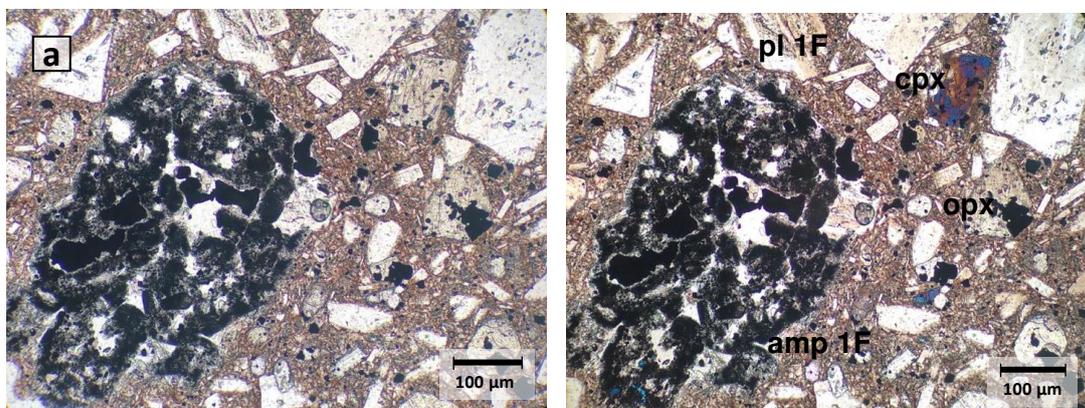
Fig. 3.19. Vista 10x en lámina delgada de las muestras REV 20 y REV 53A correspondiente a los flujos LF1 (a y b) emitido el 6/11/2002 y LF2 (c), el 21/11/2002. A la izquierda, las imágenes con luz paralela; a la derecha, con nicoles cruzados. a) Clinopiroxeno subhedral con corona de reacción de anfíbol. b) Agregado poligranular de piroxeno. Se observan formas euhedrales con maclas compuestas. c) Asociación mineral de clinopiroxeno (bordes redondeados y fracturados), anfíbol 2F y 3F, plagioclasa y ortopiroxeno.

3.2.1.3. Anfíbol

En el caso del anfíbol, se definieron tres familias en función de aspecto del fenocristal y las alteraciones reconocidas en cada cristal. La familia 1F corresponde a un grupo de pseudomorfos de anfíbol con alteración tipo “black” u “opacite” (Fig. 3.20a) En estos, únicamente se reconoce la forma prismática externa del mineral, pues su interior ha sido completamente reemplazado por microlitos de óxidos y clinopiroxeno. La segunda familia (2F) está compuesta por cristales anhedrales, con bordes y coronas de reacción, en los que se distinguen algunas características como: exfoliación y color del cristal (Fig. 3.20b). Generalmente corresponden a cristales de hornblenda y oxihornblenda que exponen bordes de oxidación o alteración tipo gabrónica, por la composición de las coronas de reacción: $opx + cpx + pl + mag$. En estos cristales también es común la textura poquilítica por crecimiento de plagioclasa.

La familia 3F la conforman cristales de anfíbol que conservan muchas de sus características y propiedades ópticas, al presentarse menos alterados respecto a los anteriores (Fig. 3.20c). Presentan hábitos euhedrales-subhedrales, con mayor variedad de colores de interferencia, que sugieren también la presencia anfíbol ferromagnesiano. En estas rocas, la proporción de este respecto al anfíbol cálcico (mayormente hornblenda, que es el más abundante) es de 1:3. La familia 3F, además, forma cúmulos poligranulares con plagioclasa, piroxeno y minerales opacos.

La familia 1F no está presente en todas las secciones, pero sí las familias 2F y 3F en porcentajes que varían entre: ~20% (1F), ~45% (2F) y ~35% (3F) o ~60% (2F) y ~40% (3F) del total de anfíbol. Además, este mineral conforma parte de las coronas de reacción que rodean a los olivinos y clinopiroxenos.



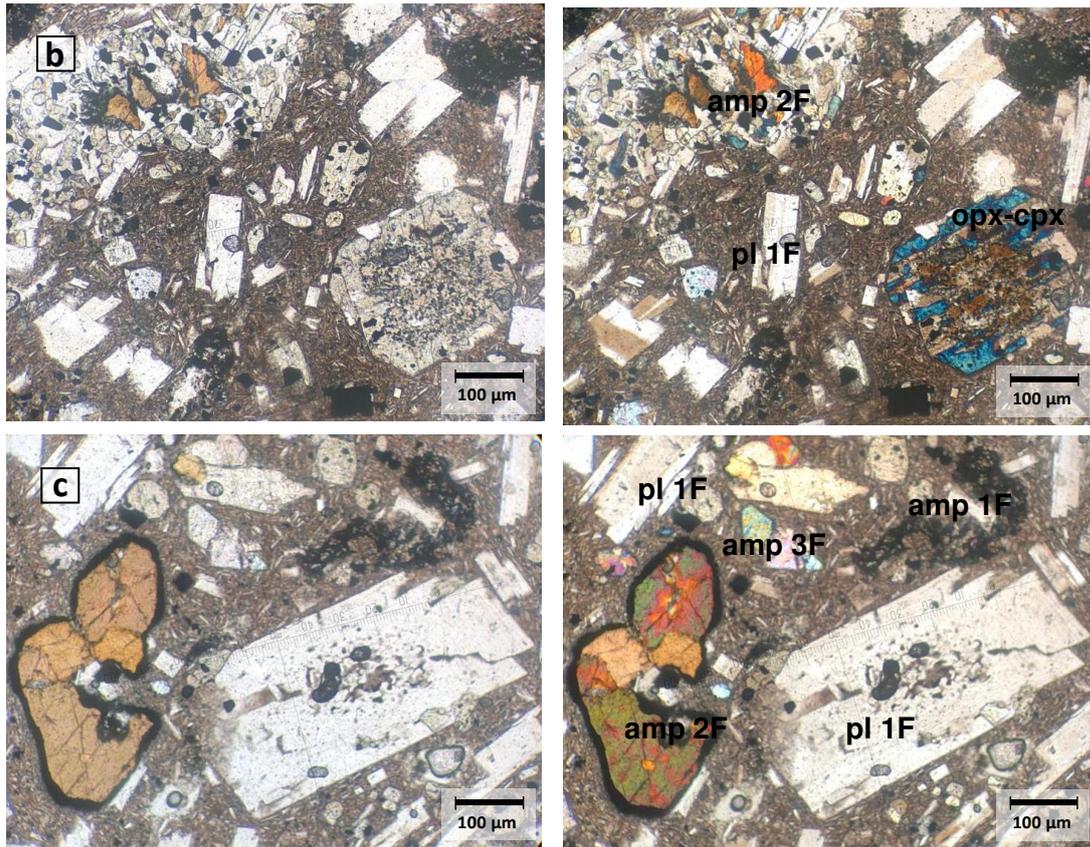


Fig. 3.20. Vista 10x en lámina delgada de las muestras REV 50 (a) y REV 42A (b y c) correspondientes al flujo LF3 del 1/11/2004. A la izquierda, las imágenes con luz paralela; a la derecha, con nicoles cruzados. a) Resalta un ejemplar de la familia 1F de anfíbol cuyo interior ha sido totalmente reemplazado por óxidos. b) Anfíbol con corona de reacción de tipo “gabroica”, y fenocristal de ortopiroxeno recristalizando a clinopiroxeno, con maclas lamelares. c) Familias 1F, 2F y 3F de anfíbol: oxihornblenda zonada (2F), parcialmente destruida con borde de alteración tipo “black”.

3.2.1.4. Plagioclasa

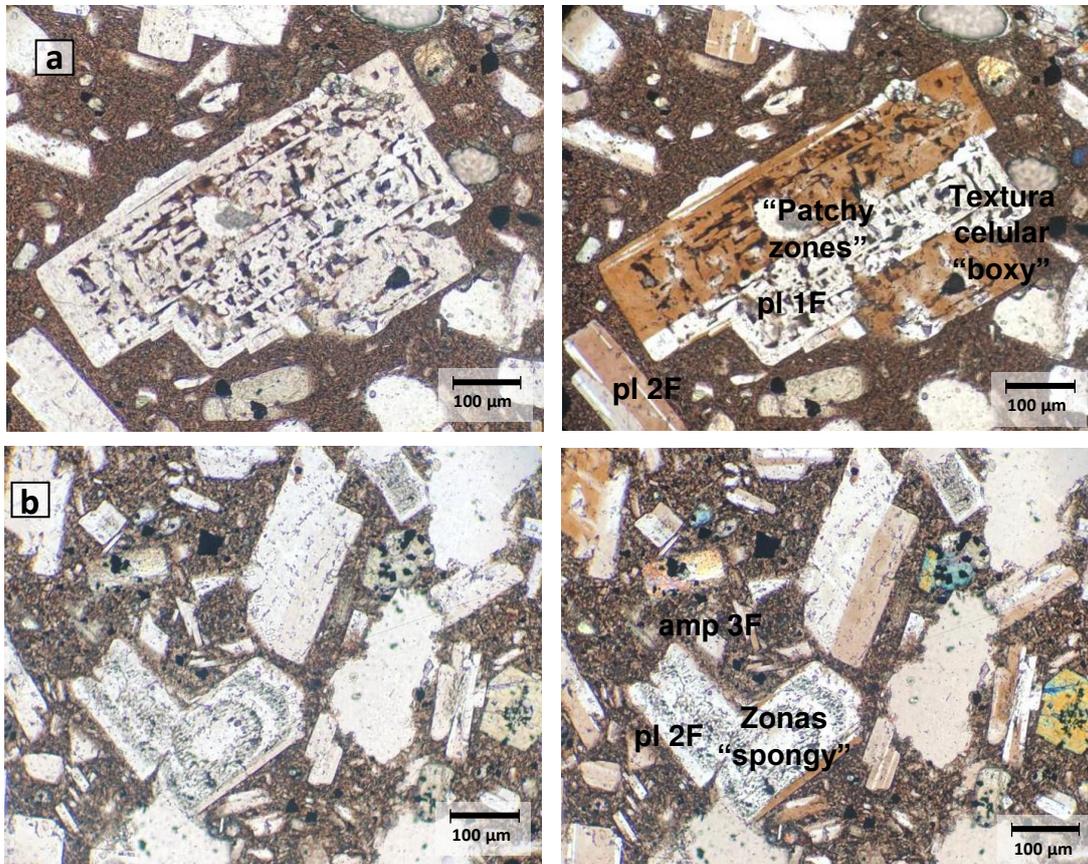
La plagioclasa es la fase más abundante en la asociación mineral (20-50 vol. %). Ocurre como cristales individuales de distintos tamaños, agregados de cristales, microfenoescritales y microlitos en la matriz. Considerando el grado y tipo de alteración de los cristales, se distinguen principalmente dos familias: 1F y 2F.

La primera y más abundante de las familias ocupa el 60 vol. % de la porción de fenocristales de plagioclasa en la mayoría de las láminas. Está compuesta por fenocristales subhedrales y anhedrales de tamaños entre 0.3 y 1.5 mm que presentan texturas de desequilibrio y zonación. Se observan: bordes reabsorbidos y texturas en esponja gruesa (*spongy zones*) y de tamiz (*sieve texture*), hasta zonación “a parche”

(*patchy zones*) tanto en el centro como en los bordes (Fig. 3.21a; Fig. 3.21b). Y eventualmente centros de clinopiroxeno alterado e inclusiones de óxidos.

En esta familia se distinguen tres subgrupos por su forma. Al primero lo componen los cristales más grandes (0.8 - 1.5 mm) con texturas en esponja gruesa y tamiz. El segundo grupo comprende cristales zonados, con formas subhedrales y anhedrales y tamaños de entre 0.2 y 1 mm (Fig. 3.21c). A veces presentan bordes redondeados y se observa extinción ondulatoria. Por último, el tercer conjunto contiene cristales pequeños de tamaños entre ~0.2 - 0.3 mm que conservan de mejor manera su hábito prismático/tabular euهدral. En estos se distinguen zonaciones irregulares, textura sieve y centros alterados, pero en menor proporción respecto al primero. En ocasiones se encuentran dispuestos de forma subpararela indicando una dirección de flujo.

La familia 2F consiste en fenocristales de tamaños variables entre ~0.5 y 1 mm que presentan hábitos prismáticos, euهدrales, sin mayor alteración. La familia 2F corresponde al 40 vol. % de la porción de fenocristales de plagioclasa y son comunes en este grupo los intercrecimientos de dos o más cristales con formas irregulares y maclas: simples, polisintéticas y en cruz (Fig. 3.21d).



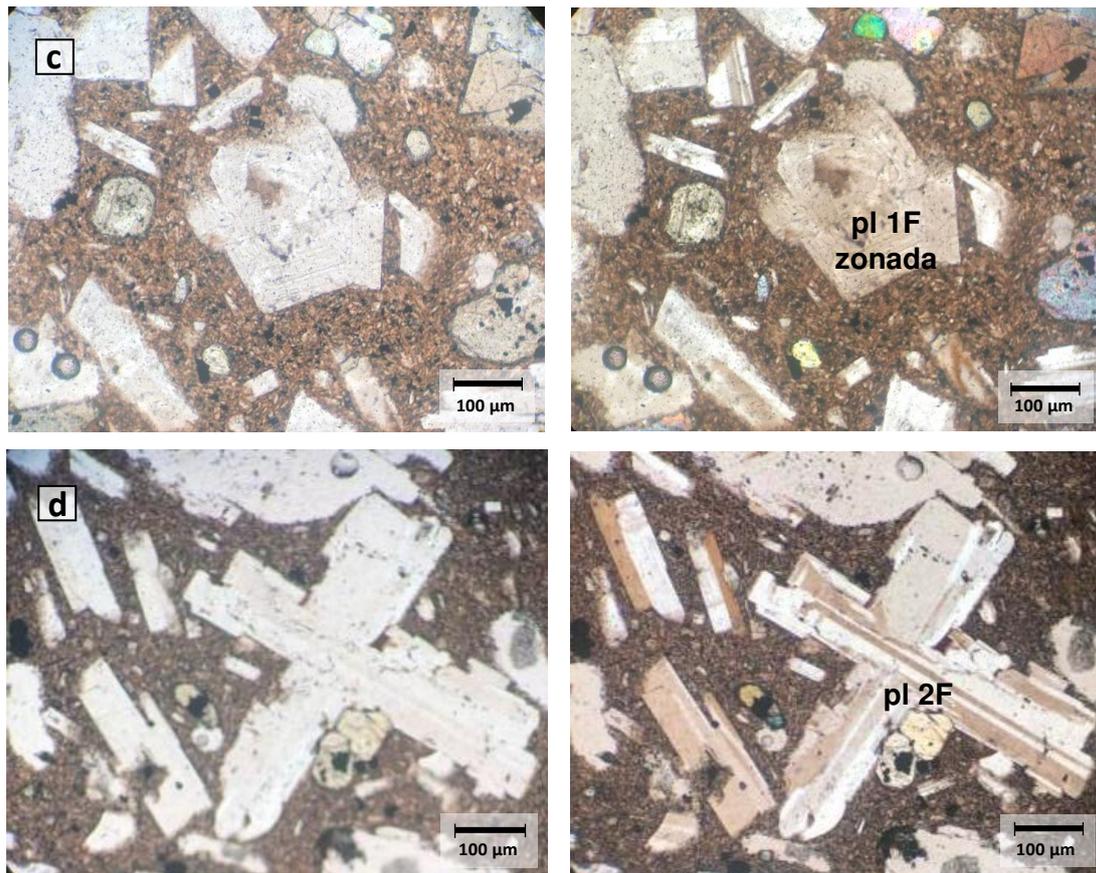


Fig. 3.21. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 43 del LF 1 del 6/11/2002. b) REV 50 del LF3 de 1/11/2004, c) y d) REV 20 del LF1 de 6/11/2002. Se observan: a) Cristal individual de plagioclasa con textura celular tipo “a parche” y “boxy”, con macla simple. b) Zonas esponjosas en bandas caracterizan un cristal de plagioclasa desgastado. c) Cristal de plagioclasa con bordes redondeados y zonación. d) Macla en cruz en cristales de plagioclasa. A la izquierda, la imagen con luz paralela; a la derecha, con nicoles cruzados.

3.2.1.5. Apatito

Constituye una fase accesoria poco abundante. Aparece como pequeños cristales (<0.1 mm) en la matriz. Usualmente presentan hábitos prismáticos, euhedrales con relieves moderados a altos.

3.2.1.6. Óxidos De Fe-Ti

Los óxidos representan alrededor del 5 % del volumen de la roca. Exponen formas subangulosas y subredondeadas con tamaños variables que van desde <0.01 mm hasta 0.2-0.3 mm. Aparecen como fenocristales de manera independiente y formando aglomerados policristalinos, como microlitos, en forma de inclusiones en anfíbol, olivino

y piroxeno, en coronas de reacción y reemplazando pseudomorfos de anfíbol. La mayoría corresponde a magnetita, Ti-magnetita e ilmenita.

3.2.1.7. Matriz

La matriz de las rocas del volcán El Reventador está generalmente compuesta por vidrio volcánico y microlitos de plagioclasa y piroxeno que no superan los 0.01 mm. En los flujos piroclásticos, la textura es usualmente intersertal (Fig. 3.22a), cuando la roca es vitrofírica. Y en los flujos de lava, generalmente se observan matrices con textura criptocristalina en las que los microlitos se disponen forma subparalela en ciertas secciones, sugiriendo una dirección de flujo (Fig. 3.22b).

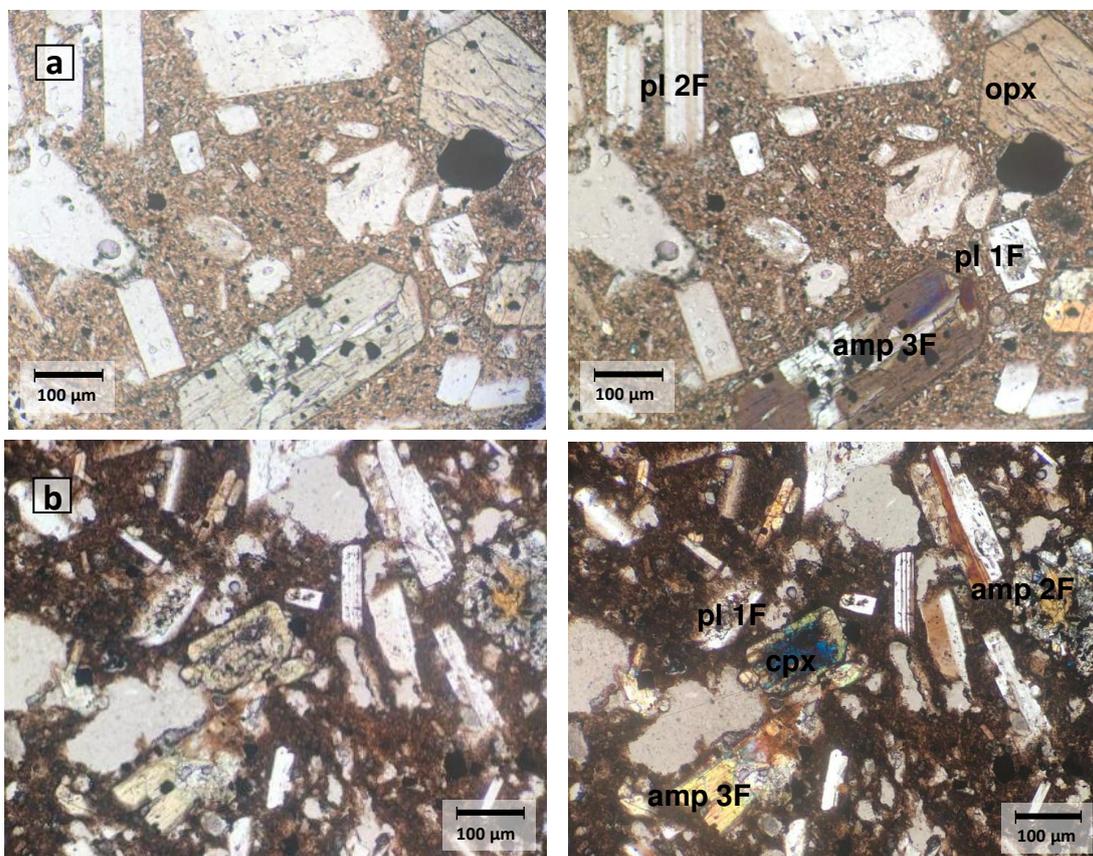


Fig. 3.22. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 53A del LF2 del 21/11/2002. b) REV 15BN del flujo piroclástico de la erupción de 2002 (fecha exacta: 3/11/2002). Se observan: a) Matriz criptocristalina. b) Matriz intersertal.

El vidrio volcánico conforma una masa isotrópica, café claro-oscuro (a veces con tonos rojizos), que rodea a los fenocristales y microfenocristales de la roca. Ocupa entre el 15 - 40% del volumen, como parte de la matriz, donde también se distinguen microlitos de plagioclasa, piroxeno y óxidos.

3.2.2. Variación Temporal

La variación en %vol del contenido mineral, matriz, vesículas y vidrio volcánico de las rocas del volcán El Reventador en función de las etapas eruptivas 2002, 2004-2005 y 2007-2018 se observa en la Fig. 3.23. En este gráfico, las muestras de cada periodo se encuentran, de izquierda a derecha, dispuestas según el contenido de sílice que aumenta a la derecha.

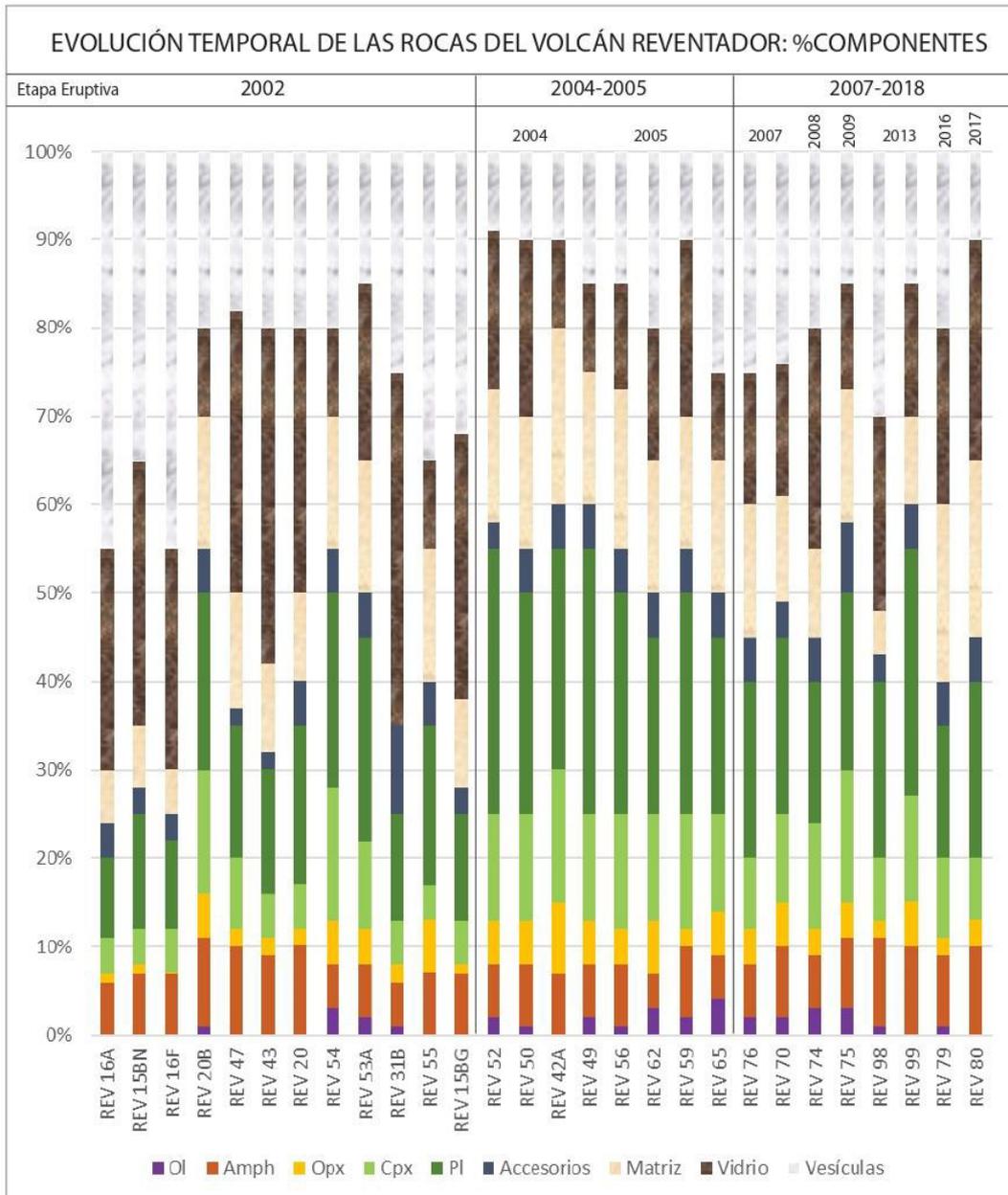


Fig. 3.23. Variación de porcentaje en volumen del contenido de fenocristales (ol, amp, cpx y pl), matriz, vidrio y vesículas, respecto al tiempo.

Se observa que, en general, la composición mineralógica de las rocas de El Reventador es homogénea y presenta porcentajes minerales que describen a los tipos andesita y andesita basáltica. El contenido de fenocristales varía entre 35% y 55%, con una asociación mineral, que, en orden de volumen, se compone de: pl, cpx, anf, opx, óx y ol (ocasional). En cuanto al porcentaje de matriz, al igual que de vidrio volcánico, este se encuentra usualmente entre 10% y 20%, en tanto que el contenido de vesículas varía entre 15% y 30%, dependiendo del tipo de depósito. En los flujos piroclásticos de 2002, el contenido de vesículas y vidrio volcánico es mayor que en las lavas de 2016-2018.

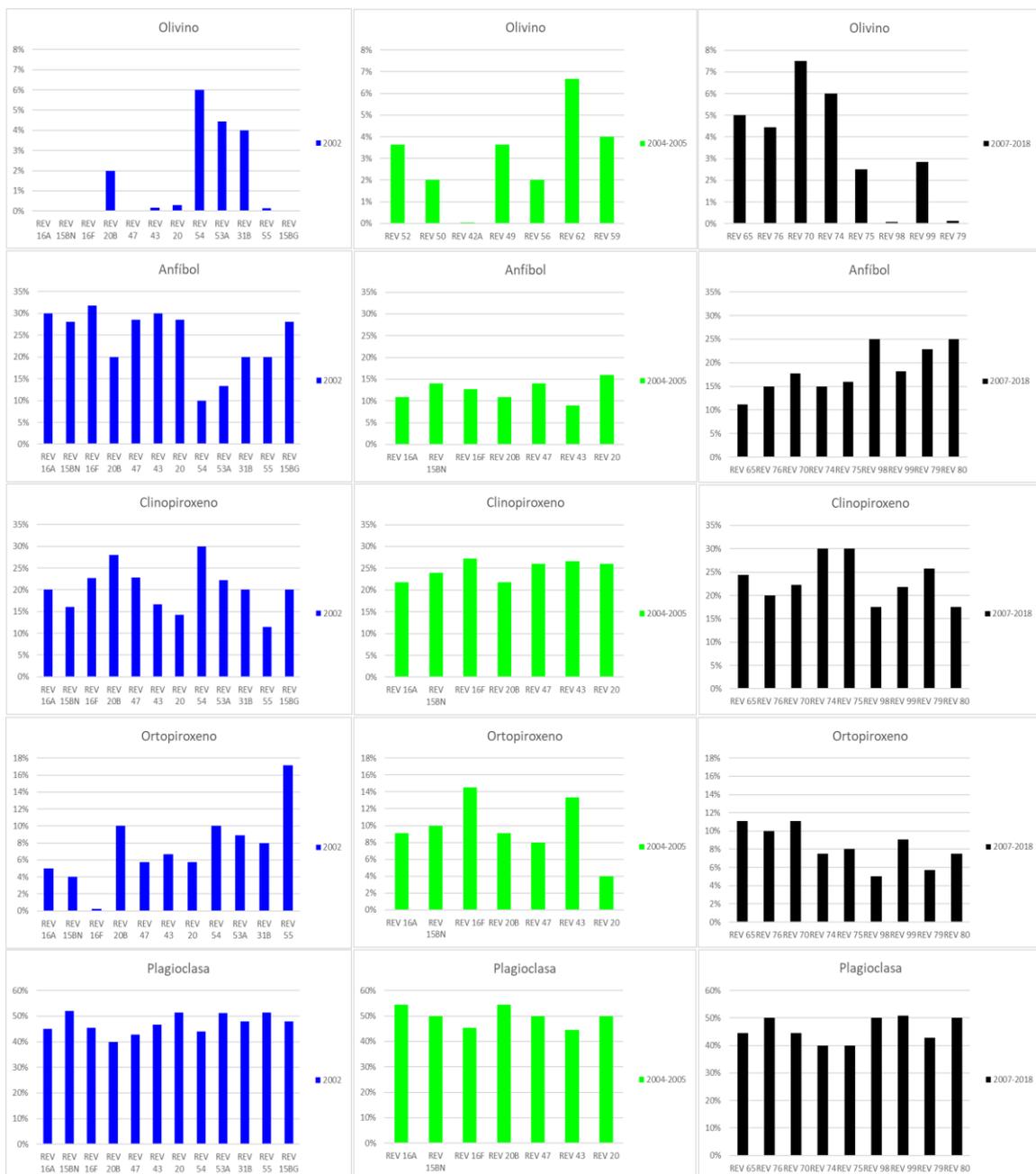


Fig. 3.24. Diagramas de columnas agrupadas muestran la variación porcentual de los minerales respecto al tiempo, de acuerdo con los periodos: 2002, 2004-2005 y 2007-2018. Los valores de

porcentaje en volumen se recalcularon de acuerdo con el total de fenocristales en la roca y las muestras se presentan en orden de tiempo y luego, por contenido en sílice, hacia la derecha.

Por su parte, la proporción de minerales en todo el periodo es parecida. Las fases plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno están presentes en todas las etapas, en cantidades más o menos similares, mientras que los minerales: olivino y anfíbol, aunque igualmente presentes, muestran diferencias en volumen y tendencias mejor marcadas (Fig. 3.24).

Especialmente, las proporciones de olivino y anfíbol siguen tendencias de variación contrapuestas (Fig. 3.24). El periodo 2002 inicia con las rocas más diferenciadas de la serie, donde el olivino es poco abundante, pero hacia el final del periodo, prolongado hasta 2004-2005, las rocas son más básicas y el olivino es frecuente. Lo mismo ocurre con el anfíbol. En 2004-2005 e inicios de 2007-2018, dicho mineral es menos abundante, sin embargo, su contenido aumenta conforme continua el proceso de diferenciación que al final del periodo alcanza niveles similares que al principio de 2002. Es así como mayor ocurrencia de anfíbol se observa en los términos cercanos a 58 SiO₂ wt. % mientras que la fase olivino es más frecuente en los términos próximos a 53 SiO₂ wt. %

Además, en este rango de composiciones, los minerales presentan rasgos de desequilibrio muy marcados. Predominan las familias 1F de plagioclasa, 1F y 2F de anfíbol, además de cristales de piroxeno con aspecto polvoriento y bordes corroídos. Los pseudomorfos de anfíbol que conforman la 1F, definitivamente no aparecen en los términos silíceos de ninguna serie. Aquí son frecuentes las coronas de reacción pequeñas y los bordes de oxidación. También aumenta la proporción de la familia 3F de anfíbol, así como la de los cristales no alterados de plagioclasa (2F).

Finalmente, no son evidentes tendencias de incremento o decrecimiento de las fases plagioclasa y clinoproxeno en todo el periodo. El ortopiroxeno es escaso y generalmente no supera el 5% en volumen. En algunas muestras, incluso, aparece como fase accesoria con menos del 1% y no presenta una tendencia temporal clara.

3.2.2.1. Periodo 2002

Los productos eruptivos de este período corresponden a depósitos de flujos de lava y flujos piroclásticos, cuyos bloques presentan textura porfírica, seriada y cumuloídica

con matriz intersertal en los CDPs y criptocristalina en las lavas. El porcentaje mineral varía entre 20 y 25% en los bloques de los flujos piroclásticos y entre 30 y 45% en las lavas, pero la asociación mineral característica para ambos productos es la misma y está compuesta por: pl+cpx+opx+amp+óx ± ol. Una asociación mineral similar se observa en los xenolitos gabróticos del LF2 que incluye: pl+cpx+amp+opx+óx+ol. En este grupo, los fenocristales alcanzan tamaños hasta de 2 mm.

En los bloques de los flujos piroclásticos, el olivino aparece como mineral accesorio (<1 vol. %) y se incrementa levemente en los flujos de lava, que son los términos menos silíceos de la serie (1-2 vol. %). Generalmente presentan rasgos de desequilibrio, como centros alterados, estructura en esqueleto o recristalizando a clinopiroxeno (Fig. 3.25). El anfíbol está presente en ambos productos y usualmente ocurren las tres familias. La familia 1F es más abundante al principio de la serie, es decir en los términos más silíceos y menos abundante la 3F. Además, es habitual el sobrecrecimiento de este mineral sobre piroxeno y olivino.

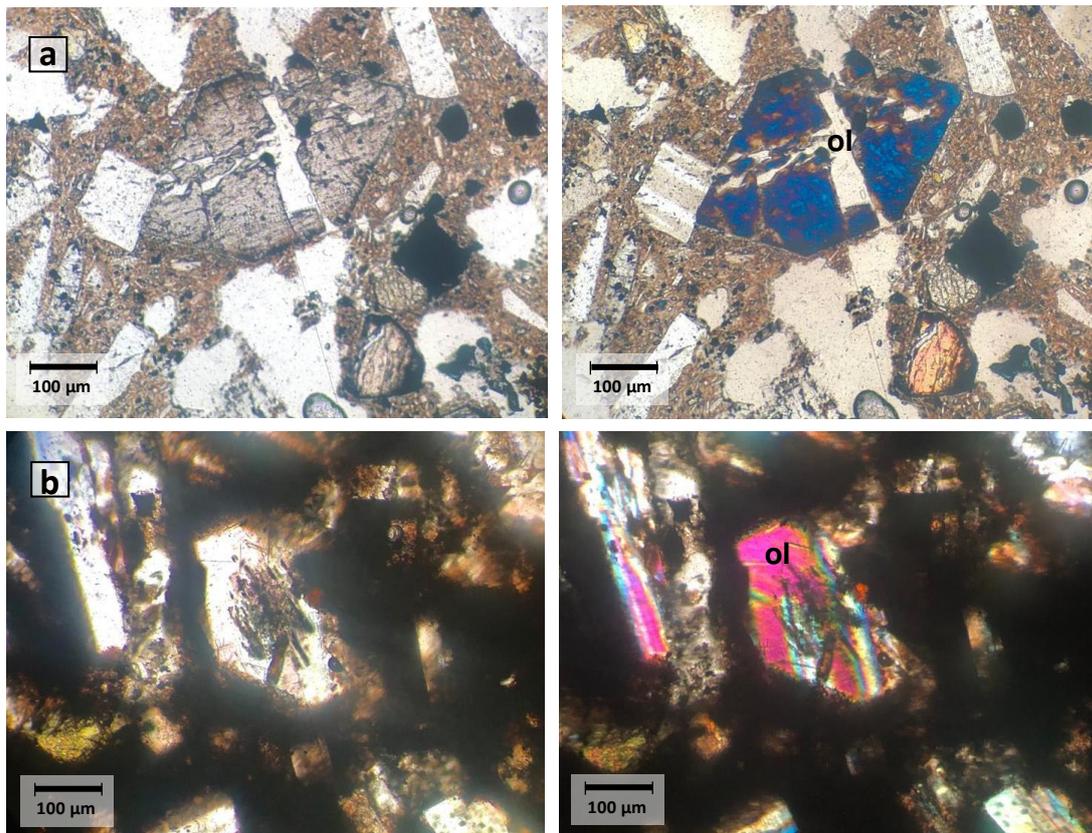


Fig. 3.25. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 53A y b) REV 31B correspondientes al LF2 del 21/11/2002. Se observa a) Un cristal de olivino con textura en esqueleto y alterando a clinopiroxeno. b) Un cristal de olivino, con centro alterado.

3.2.2.2. Periodo 2004-2005

El periodo eruptivo 2004-2005 está representado por muestras de flujos de lava con textura porfírica, seriada y cumuloídica. Su porcentaje mineral se encuentra entre 45 y 60% del volumen total de la roca y la asociación definida es: pl+cpx+ol+óx±amp±opx. En este conjunto, la cantidad de ortopiroxeno y anfíbol es menor con relación a los productos de 2002, mientras que es común la presencia de olivino (3-4 vol. %), con hábitos prismáticos y euhedrales (Fig. 3.26a). El clinopiroxeno también presenta formas euhedrales, aunque a veces están zonados (Fig. 3.26b). Ocurren las tres familias de anfíbol en la mayoría de las muestras, con la diferencia de que aumenta la proporción de la 2F. La matriz alcanza valores de hasta 15% del total y tiene textura intersertal a criptocristalina.

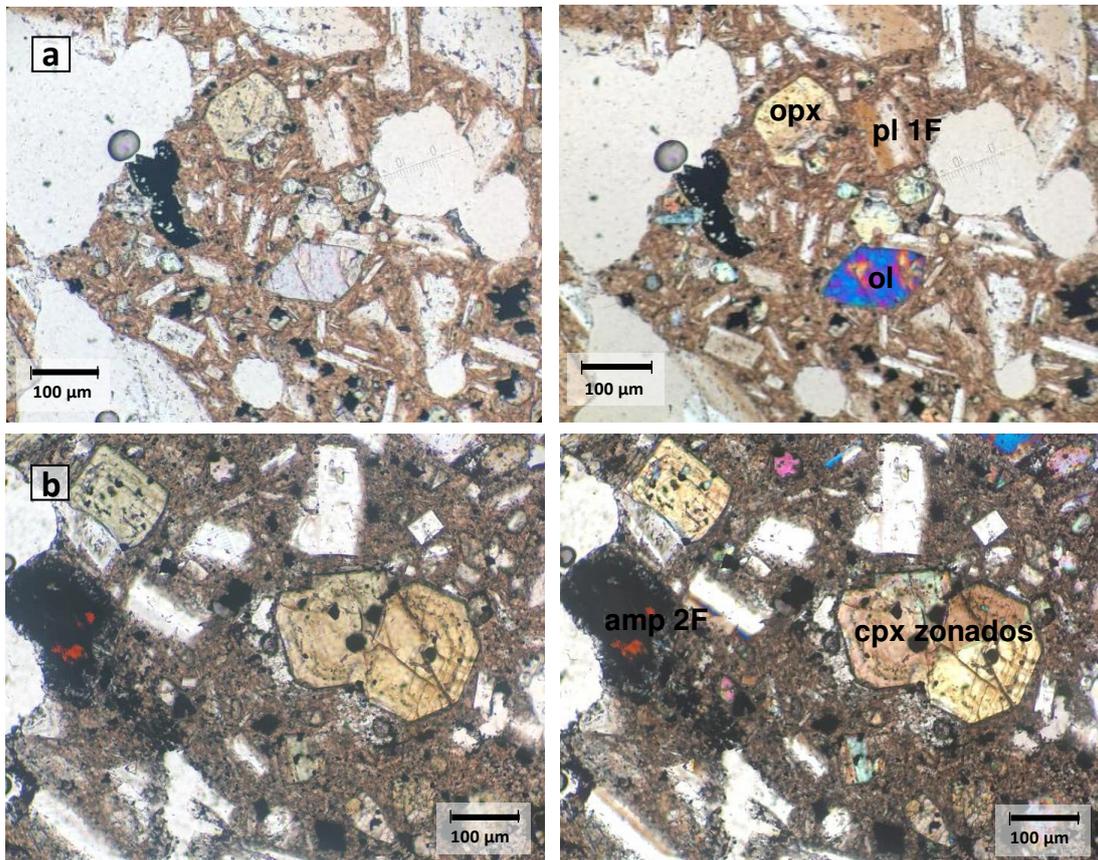


Fig. 3.26. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 52 correspondiente al LF3 del 1/11/2004 y b) REV59 correspondiente al LF5 del 1/5/2005. Se observa a) Matriz criptocristalina con abundancia de fenocristales en la que resalta un cristal de olivino con hábito prismático subhedral. b) Cristales zonados de clinopiroxeno y un ejemplar de la familia 2F de anfíbol inmersos en una matriz intersertal.

3.2.2.3. Periodo 2007-2018

Las rocas que conforman este grupo/período presentan textura porfirítica, seriada, cumuloídica y vitrofírica. La cantidad de fenocristales varía entre 35% y 45% del total de la roca y presentan estructura vesiculada a escoriácea (~30% vesículas). La matriz usualmente presenta textura intersertal y, a veces, criptocristalina (Fig. 3.27b).

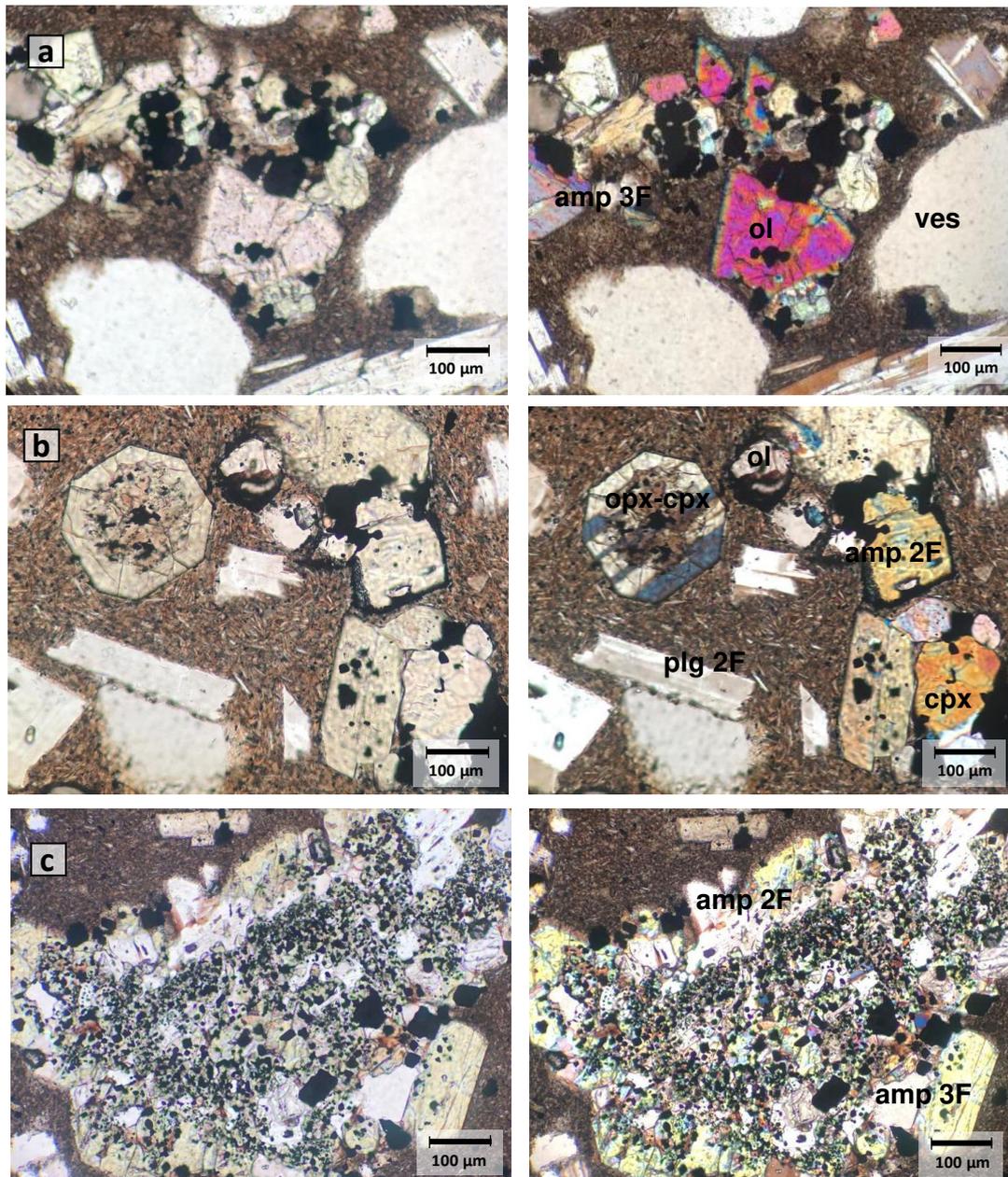


Fig. 3.27. Vista 10x en lámina delgada de las muestras a) REV 74 del LF17 emitido el 1/10/2009, b) REV 70 del LF13 emitido el 1/11/2008 y c) REV 80 del LF67 emitido el 1/6/2017. Las imágenes a y b muestran la composición y aspecto de los minerales en los términos más básicos de la serie, mientras c corresponde a una muestra más diferenciada. Se observa: a) agregado poligranular compuesto principalmente por fenocristales de olivino que conservan su hábito

prismático, euhedral. b) Cristales de ol, pl, cpx y amp, inmersos en una matriz criptocristalina, en la que los microlitos de pl describen una dirección de flujo. Se resalta el borde de oxidación en los cristales de ol y amp. c) Recristalización de microlitos de clinopiroxeno y opacos en mineral de anfíbol.

La mineralogía de las rocas del periodo 2002 está dada por la asociación pl+cpx+opx+amp+óx±ol que se diferencia de las demás, por su abundancia en piroxeno. El olivino aparece en cantidades variables, generalmente bajas y en los términos más básicos. Los fenocristales no presentan aspecto polvoriento al inicio de la serie, a pesar de que sí están parcialmente destruidos. Algunos presentan bordes de oxidación, pero, en general, conservan su forma prismática euhedral-subhedral (Fig. 3.27a).

En este periodo, como en 2002, el anfíbol es abundante, aunque no de la misma forma. Tiende a aumentar con el tiempo, de manera coherente con el incremento en SiO₂. Sin embargo, no están presentes las tres familias, únicamente 2F y 3F. En los términos cercanos a 58 SiO₂ wt. % la familia 3F adquiere mayor importancia, las coronas de reacción/oxidación son cada vez menos sobresalientes. También aumenta la cantidad de cúmulos poligranulares compuestos por: plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y óxidos. Estas aglomeraciones son usualmente amorfas, pero en ocasiones parecen acomodarse a la forma prismática hexagonal rómbica de un anfíbol en proceso de destrucción (Fig. 3.27c).

CAPÍTULO IV

INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

4.1. Estudio Geoquímico

Los diagramas de clasificación de óxidos mayores revelan que, entre los años 2002-2018, los magmas de El Reventador se caracterizan por una dispersión composicional moderada que ubica a las muestras en el límite entre las series calcoalcalina de medio y alto K, con composiciones de andesitas y andesitas basálticas. Este hecho, sumado al enriquecimiento de las rocas en los elementos LIL respecto a los HFS y la anomalía negativa de Nb, corrobora el origen del magma como uno de margen de placa convergente (Rodríguez y Bermúdez, 2015).

Al respecto del volcanismo, el estudio geoquímico verificó la existencia de al menos tres tendencias composicionales entre 2002 y 2018, que reúnen a las rocas en tres grupos temporales que son: 2002, 2004-2005 y 2007-2018. Esta distinción, sobre todo para el último periodo, es importante destacar pues sugiere que, a pesar de estar definidas las etapas de erupción 2007, 2008-2009, 2010, 2011, 2012-2016 y 2016-2018, en función de la actividad sísmica, características de los flujos y estilo eruptivo del volcán, los datos geoquímicos de los productos registrados entre 2007 y 2018 siguen una misma tendencia de diferenciación *general* que describe una variación en sílice desde 53 hasta 60 SiO₂ wt. % durante toda la evolución.

Esto no ocurre con los periodos 2002 y 2004-2005, a pesar de la continuidad que se observa de uno a otro en los diagramas binarios SiO₂ vs. elementos mayores y trazas. En realidad, la evaluación temporal de la variación de elementos para ambos periodos revela que, por el contrario, las muestras conforman series independientes. Esta independencia también se manifiesta como valores de elementos mayores y trazas diferentes para muestras con valores iguales de sílice en 2002, como son: MnO, Sr, La, Y, Yb y Dy. Y, además, se complementa con los resultados del ploteo de las relaciones La/Yb y Dy/Yb contra Rb (ver Fig. 4.1) cuyos altos valores (con respecto a los resultados de 2002) sugieren magmas diferentes en cada caso (Samaniego et al., 2008).

En cuando a las diferencias composicionales de las muestras del periodo 2007-2018 a partir de ~57-58 SiO₂ wt. %, variaciones en el contenido de elementos incompatibles a iguales valores de sílice puede interpretarse como la llegada de pulsos magmáticos a la

cámara (Samaniego et al., 2008). Esta diferencia hace posible la división del periodo 2007-2018 en dos subgrupos entre 53-57 SiO₂ wt. % (G1) y 57-60 SiO₂ wt. % (G2).; ambos con una evolución de ~3 SiO₂ wt. % El último no presenta una tendencia marcada, lo que, en armonía con la hipótesis anterior, probablemente se deba a que el fundido todavía no ha alcanzado la estabilidad post shock térmico/composicional.

Por otra parte, el espectro fraccionado de REE sumado a los valores de Mg# y las tendencias de evolución química reconocidas en los diagramas de variación sugieren diferenciación magmática controlada principalmente por cristalización fraccionada. Normalmente, las correlaciones negativas de los óxidos MgO, CaO, Fe₂O_{3t}, respecto a la sílice, se asocian con al fraccionamiento de fases minerales tempranas como olivino, piroxeno y plagioclasa, de acuerdo con las series de reacción de Bowen (1922). Pero también hay indicadores con elementos trazas que confirman tal hipótesis. Tomando a la sílice como índice de diferenciación, para el caso de El Reventador se tiene:

4.1.1. Fraccionamiento de olivino:

Debido a que los elementos compatibles Ni, Co y Cr tienden a concentrarse en la fase olivino (Green y Pearson, 1986; Winter, 2010), las bajas concentraciones de estos elementos en las rocas, pueden ser indicativos de fraccionamiento de este mineral durante las primeras etapas de evolución del magma. Y asimismo el Mg, considerando que es un elemento que fácilmente fracciona en olivino (Toselli, 2010). Así, las correlaciones positivas que caracterizan a los diagramas binarios MgO-Ni y MgO-Cr (Fig. 4.1) son coherentes con la relación de proporción directa entre ambos elementos.

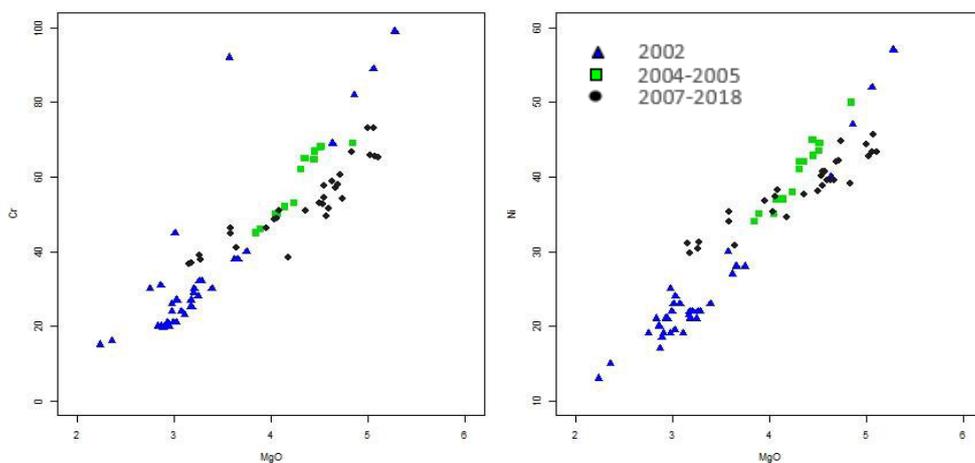


Fig. 4.1. Diagramas binarios MgO (como índice de diferenciación) vs Ni-Cr. Las tendencias positivas prueban la relación de proporción directa entre ambos componentes, evidenciando el fraccionamiento de fases tempranas como olivino y clinopiroxeno.

4.1.2. Fraccionamiento de piroxeno:

Las correlaciones negativas de CaO, TiO₂ y MgO serían los primeros indicadores de fraccionamiento de clinopiroxeno en el magma (Toselli, 2010; Pearson et al., 2014). Pero, también está el Cr que puede fácilmente incorporarse en la estructura de este cristal, y los elementos V y Sc, que debido a su comportamiento compatible, potencialmente sugieren fraccionamiento de fases como la augita ((Ca, Mg, Fe, Al)₂(Si, Al)₂O₆) (Wood y Blundy, 2003; Winter, 2010). Los elementos Mg y Fe, sobre todo, fraccionan en olivino y ortopiroxeno, pero un magma enriquecido en Na y K y empobrecido en Mg, Ca y Al, también pueden asociarse con la cristalización de clinopiroxeno (Wang et al., 2019).

4.1.3. Fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti:

El fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti (ilmenita) se concluye por la correlación negativa de Fe₃O₄ y TiO₂ respecto a SiO₂, según los diagramas de Harker (Fig. 3.6) (Toselli, 2010; e.g. Maydagán et al., 2011); aunque también es posible que el titanio se haya incorporado en fases accesorias como titanita o rutilo, junto con apatito (que fracciona P₂O₅); o en anfíbol y ortopiroxenos. La correlación negativa de los trazas V y Sc con la sílice igualmente podrían indicar el fraccionamiento de estos óxidos considerando la facilidad que tienen para introducirse en sus redes cristalinas (Maydagán et al., 2011).

4.1.4. Fraccionamiento de plagioclasa:

La falta de datos de microsonda electrónica para toda la serie de El Reventador hace muy difícil determinar la composición exacta de la plagioclasa a lo largo del periodo. Por la composición intermedia de las rocas, teóricamente, se asumiría que el mineral está presente preferentemente en sus fases cálcicas (e.g. Melekhova et al., 2017), lo que es consistente con el empobrecimiento del líquido en CaO (Suzaño et al., 2015) y también en Al₂O₃ (Maydagán et al., 2011). Sin embargo, cabe señalar que, hasta 2005, el rango composicional de la fase de plagioclasa se mostró amplio, con composiciones de An₈₉ - An₃₇ (Samaniego et al., 2008), también implicando un componente sódico.

Dicha variación, que se manifiesta en forma de zonaciones normales e inversas parece mantenerse hasta el periodo 2007-2018, de acuerdo con lo observado en lámina

delgada, sugiriendo condiciones de reequilibrio por cambios composicionales y/o de presión y temperatura en el magma también en este periodo.

El fraccionamiento de la fase de plagioclasa también se apoya en el enriquecimiento de LREE relativo a HREE y los cambios graduales de MREE, expuestos en los diagramas normalizados (Figs. 3.7 y 3.8). Según Cisterna et al. (2004) estos rasgos suponen que el equilibrio del fundido podría haber estado controlado por el fraccionamiento de plagioclasa (y anfíbol). Además, al ser habitual que en condiciones de relativa baja presión el Sr reemplace al Ca en la estructura cristaloquímica del mineral, la correlación negativa de este contra SiO₂ asimismo se asocia con la presencia de plagioclasa en el magma (López, 1994).

Aun así, no es evidente la normalmente marcada anomalía negativa de Eu que describe fraccionamiento de plagioclasa (Verma, 1999). En principio, esto sugeriría que la cristalización de plagioclasa no es efectiva (Cisterna et al., 2004) o de primordial importancia en la génesis del magma, aunque no significa que esté ausente. Sin embargo, su abundancia en las rocas descarta esta posibilidad. Más bien, se atribuye, junto con el resto de tendencias geoquímicas inusuales, a un proceso de diferenciación magmática diferente o adicional a la cristalización durante la petrogénesis (e.g. Verma y Velasco-Tapia, 2001; Bourdon et al., 2002).

En las rocas de El Reventador, otra característica inusual, impropia de las series calcoalcalinas y que no se puede explicar con cristalización fraccional simple a bajas presiones, por ejemplo, es el empobrecimiento en Nb y HREE (Bourdon et al., 2002) que se observa en las rocas de 2007-2018, especialmente a partir de 58 SiO₂ wt. %.

4.1.5. Fraccionamiento de anfíbol:

Los efectos de la cristalización de anfíbol en la geoquímica de rocas son muy similares a los del clinopiroxeno, aunque para una composición dada, el $Kd_{cpx} \ll Kd_{amp}$ (Davidson et al., 2007). Entonces, algunos indicadores de su fraccionamiento serían el empobrecimiento del magma en los óxidos MgO, MnO y Fe₂O₃ y algunos elementos traza como el Ti o el Yb.

Además, proyectado en las las gráficas La/Yb y Dy/Yb contra Rb (utilizado como índice de diferenciación), el volcanismo de El Reventador forma tendencias consistentes con

el fraccionamiento de anfíbol (y/o un cumulato gabroico) (Fig. 4.2) según Samaniego et al. (2008).

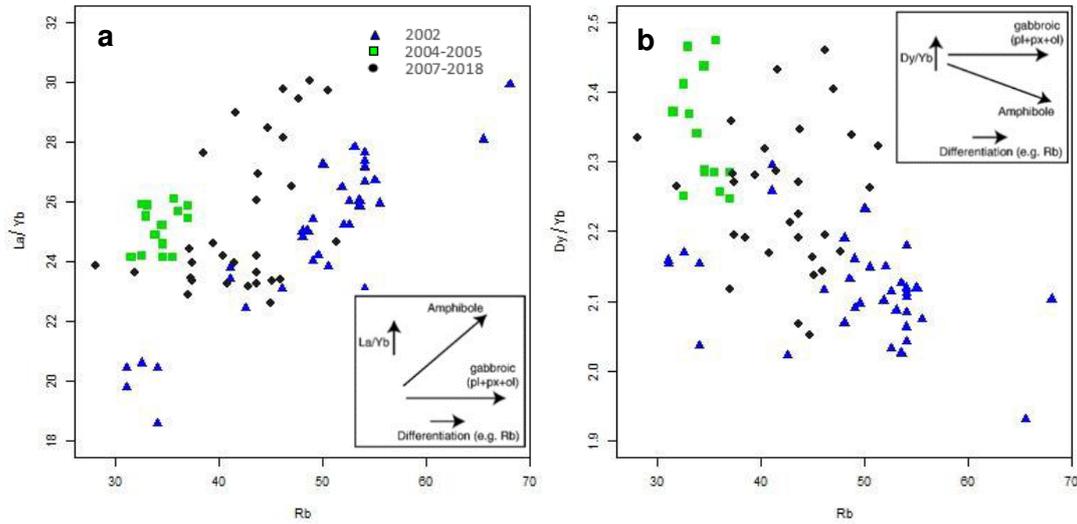


Fig. 4.2. Relaciones de elementos traza vs. contenido de Rb como índice de diferenciación. a) La/Yb y b) Dy/Yb. Los recuadros esquemáticos en los diagramas La/Yb y Dy/Yb versus Rb muestran fraccionamientos esperados para un cumulato con anfíbol o de composición gabroica (Tomado de Samaniego et al., 2008).

Las mismas relaciones ploteadas respecto a SiO₂ wt. %. (Fig. 4.3) asimismo siguen trayectorias de fraccionamiento mineral para las fases de anfíbol según Davidson et al. (2007), aunque el ajuste es menos preciso. Especialmente para Dy/Yb, las muestras de 2002, 2004-2005 y 2007-2018, previo a 58 SiO₂ wt. % forman, a pesar de la dispersión, una pendiente negativa que sugiere cristalización de anfíbol sobre granate.

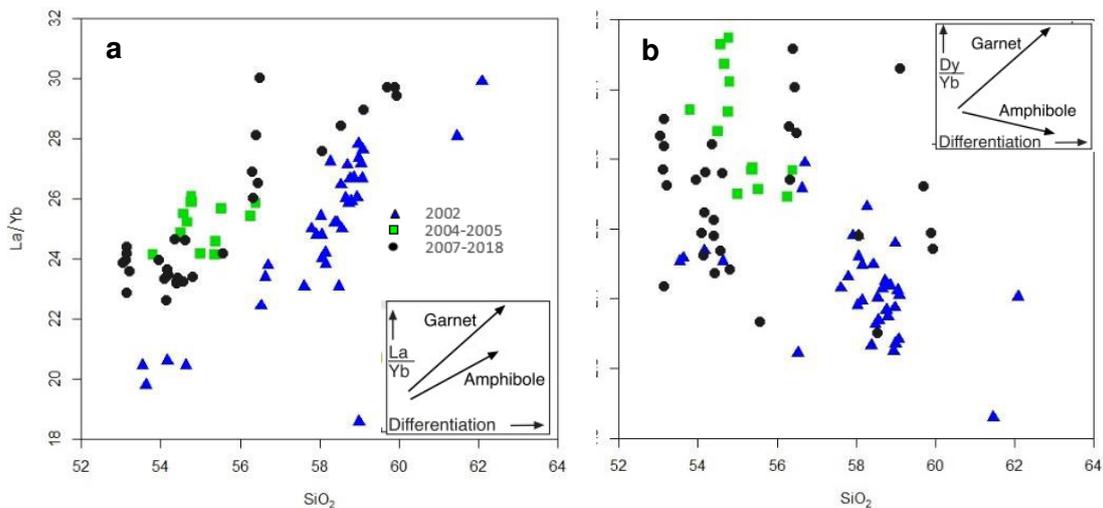


Fig. 4.3 Relaciones de elementos trazas vs contenido de sílice cómo índice de diferenciación. a) La/Yb b) Dy/Yb. Recuadros esquemáticos muestran las trayectorias de fraccionamiento mineral

para las fases: granate y anfíbol, según los criterios de Davidson et al. (2007). Nótese el ajuste de muestras para la cristalización de anfíbol en el cumulado de El Reventador.

Un ajuste para cristalización de anfíbol también sugiere condiciones de presión y temperatura para el proceso de fraccionamiento. En este caso, alrededor de 8 kbar y $\sim 1000^{\circ}\text{C}$ (Cawthorn y O'hara, 1976; Davidson et al., 2007; Bonechi et al., 2017) considerando magmas con altos contenidos de agua ($\sim 6-8$ wt. %), como es propio de los generados en zonas de subducción (Fischer y Marty, 2005; Wallace, 2005). Esta afirmación también supondría que la diferenciación del magma ocurrió preferentemente a profundidades corticales intermedias-bajas (Davidson et al., 2007).

Finalmente, no existen evidencias petrográficas ni químicas que indiquen cristalización de fases félsicas como feldespato K y micas, por lo que no se han incluido en la asociación. Pero sí fases accesorias como el apatito, en la que fraccionan elementos inmóviles como el P, Ti y Nb (Winter, 2001) sobre todo en 2002 y 2004-2005.

4.2. Estudio Petrográfico

El estudio petrográfico confirmó la presencia de los minerales: plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbol (hornblenda y oxihornblenda), óxidos de Fe-Ti y olivino, en las rocas de El Reventador, durante el periodo 2002-2018. En función de su abundancia relativa, los mismos se juntan en dos asociaciones principales que son: pl+cpx+opx+amp+óx±ol, para 2002 y 2007-2018; y pl+cpx+ol+óx±amp±opx, para 2004-2005.

En lámina delgada, muchos minerales presentan rasgos de desequilibrio marcado, especialmente hacia los términos más silíceos de la serie. Específicamente, las plagioclasas se presentan en dos familias. La primera y más abundante (1F) conforma la primera generación de cristalización. El aspecto desgastado de estos fenocristales sugieren condiciones de desequilibrio y concretamente las "patchy zones", un posible proceso de reequilibrio por difusión o bien, recristalización sobre un cristal anterior de diferente composición (Streck, 2008). Pero, además, muchos de los cristales de esta familia se encuentran zonados.

Dicha estructura también indica inestabilidad en la composición del magma (y/o condiciones de presión y temperatura) durante la cristalización del mineral, pues su formación usualmente se atribuye a un evento de shock composicional o térmico, luego del cual, se inicia un proceso de reequilibrio termodinámico entre el mineral y la fase

líquida coexistente (Philpotts y Ague, 2009). Una vez alcanzada la estabilidad, una nueva “capa” de mineral se forma provocando las estructuras de zonación (Bryant et al., 1997) aquí observadas.

La familia 2F presenta características que sugieren que se formó luego de la familia 1F, en condiciones de mayor estabilidad. Los cristales medianos de esta generación (~0.5 mm) pueden asociarse a condiciones de ascenso más rápido (Philpotts y Ague, 2009).

Las rocas también presentan tres familias de anfíboles. Los individuos de cristalización temprana corresponderían a la familia 1F compuesta por pseudomorfos de anfíbol. Específicamente, la hornblenda es muy susceptible a este tipo de alteración en el que el “falso” mineral es reemplazado por fases de menor temperatura, como minerales opacos (Cox et al., 1976). Pero, además, dichos pseudomorfos incluyen microlitos de clinopiroxeno en su estructura, lo que, de acuerdo con Streck (2008), sugiere una variación en la saturación de volátiles en el fundido durante la evolución. Según Samaniego et al. (2008) la cristalización temprana de anfíbol es un rasgo distintivo y único del volcán El Reventador que puede asociarse al enriquecimiento en volátiles de los magmas primitivos que se inyectan en el reservorio andesítico somero.

A la familia 2F de anfíbol la conforman cristales fuertemente pleocroicos, con coronas de reacción (*gabroic alteration*) y bordes de oxidación (*black alteration*). Estos rasgos, junto con los sobrecrecimientos de anfíbol sobre olivino y clinopiroxeno son, igualmente, fuertes indicadores de desequilibrio termal/composicional (De Angelis et al., 2013; Cox et al., 1976; Streck, 2008) al igual que las texturas poquilíticas, que indican condiciones de inestabilidad en las que se encontró el mineral (Buckley et al., 2006, Vernon, 2004).

Usualmente, sobrecrecimientos de hornblenda en clinopiroxeno indican condiciones de inestabilidad por hidratación del líquido y podría atribuirse a una mezcla de fundidos de distinta composición, una más rica en volátiles (Cisterna, et al., 2004; Streck, 2008). Y de la misma forma, la presencia ocasional de olivino puede tomarse como evidencia de recargas máficas en el magma (Streck, 2008). La idea es que la inyección del magma más primitivo provoca el desequilibrio térmico y composicional en la cámara magmática, misma que, mientras no exista inyección, intenta homogeneizar su composición.

La primera reacción durante la evolución sería la reabsorción de las primeras familias cristalizadas que ya no se encuentran en equilibrio con el líquido, manifestándose en forma de texturas de desequilibrio tipo esponja (*patchy zones* y *textura sieve*) y coronas

de reacción. Una vez atravesado el shock térmico y composicional, empezarían a formarse los minerales zonados: plagioclasas zonadas y piroxenos bordeados por hornblenda, que son signos de continuidad en la cristalización del líquido durante la diferenciación (Bryant et al., 1997). Después de alcanzado el reajuste de las asociaciones minerales implicadas (Cisterna, et al., 2004), cristalizarían las nuevas fases que no presentan rasgos de desequilibrio (i.e. familia 3F de anfíbol).

CAPÍTULO V

MODELAMIENTO GEOQUÍMICO

En este capítulo se presentan los resultados del modelamiento geoquímico aplicado a las rocas del volcán El Reventador durante el periodo 2007-2018, exclusivamente, y no de los periodos 2002 y 2004-2005. Esto, debido a que, para el último periodo, todavía no existe un análisis a detalle de los procesos de diferenciación que afectaron a la composición del magma, pero sí para los periodos 2002 y 2004-2005 (e.g. Samaniego et al., 2008). Entonces, siguiendo la línea de estudio sugerida en trabajos precedentes (Samaniego et al., 2008; Ridolfi et al., 2008; 2010), para el modelamiento geoquímico del magma durante 2007-2018, se considera a la cristalización fraccionada como el proceso de control principal.

Dicha propuesta se basa en las tendencias geoquímicas que resultaron del análisis de roca total en los tres períodos examinados, así como en las correlaciones de SiO_2 con los elementos mayores y trazas, del periodo 2007-2018, respecto a las etapas 2002 y 2004-2005 (Samaniego et al., 2008); por ejemplo, para: MgO, CaO, Fe_2O_3 , K_2O , MnO; Co, Sc, Sm, Eu y Sr. Rasgos petrográficos que indican cambios de composición de centros a bordes, como las zonaciones observadas en los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, también sustentarían la hipótesis de cristalización fraccionada.

Cuatro modelos fueron desarrollados con el fin de reproducir la evolución composicional de los productos del volcán El Reventador a lo largo del periodo 2007-2018. En todos, los resultados se presentan en función de las diferencias composicionales observadas en los diagramas de variación geoquímica que distinguen dos posibles subgrupos de rocas entre 53 y 57 SiO_2 wt. %. (G1: 2007-2013) y entre 57 y 60 SiO_2 wt. %. (G2: 2016-2018). Y, únicamente en el primer modelo, se añadió a los resultados, la solución del balance de masas para todas las rocas del periodo como un solo conjunto (modelo M1T).

Además, dependiendo de la asociación mineral, en cada grupo se ha variado las composiciones del magma parental y diferenciado, de modo que el modelo no pierda significado geológico, de acuerdo con los limitantes del programa. Es decir: composiciones no extraídas de los minerales fraccionados o residuales, contaminantes no añadidos o tasas de asimilación/cristalización muy altas, dependiendo del proceso a modelar (Cabero et al., 2012).

Para el caso de cristalización fraccionada, en este trabajo, el criterio para escoger a las rocas “madre” e “hija”, en todos los modelos es el mismo y depende del contenido en sílice de la muestra. Esto es: mientras mayor sea el volumen de SiO₂ wt. %. más evolucionada será la roca. Las composiciones en óxidos mayores de las tres muestras utilizadas para el modelamiento geoquímico por balance de masas se presentan en la Tabla 1. Y las composiciones de las fases minerales, en la Tabla 2.

Tabla 1.

Composición en óxidos mayores de las rocas representantes de los magmas parentales y diferenciados que se consideran durante el modelamiento geoquímico de cristalización fraccionada por balance de masas en el volcán El Reventador.

<i>Muestra de Roca</i>	<i>REV 101</i>	<i>REV 102</i>	<i>REV 65</i>	<i>REV 105</i>
SiO₂	56.3	58.5	53.0	59.9
TiO₂	0.9	0.9	1.0	0.8
Al₂O₃	17.6	16.5	17.8	16.4
Fe₂O₃	7.6	7.2	8.6	6.8
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1
MgO	4.1	3.6	5.1	3.2
CaO	6.9	6.5	8.1	6.1
Na₂O	4.2	4.3	4.1	4.3
K₂O	1.9	2.0	1.7	2.1
P₂O₅	0.4	0.4	0.5	0.4

Tabla 2.

Composición en óxidos mayores de las fases minerales consideradas en el modelamiento geoquímico de cristalización fraccionada por balance de masas para el volcán El Reventador.

<i>Fase Mineral</i>	<i>Olivino</i>	<i>Ortopiroxeno</i>	<i>Clinopiroxeno</i>	<i>Plagioclasa</i>	<i>Anfíbol</i>	<i>Óxidos</i>	<i>Apatito</i>
SiO₂	39.0	54.3	51.3	53.9	42.6	0.1	0.1
TiO₂	0	0.2	0.8	0	3.0	10.5	0
Al₂O₃	0	1.3	2.9	28.8	11.3	3.9	0
FeO	21.1	16.6	8.3	0.4	12.9	76.1	0.4
MnO	0.3	0.6	0.4	0	0.2	0.5	0.1
MgO	40.1	26.3	15.0	0.1	13.6	3.3	0.4
CaO	0.1	1.4	20.5	11.5	11.2	0	53.5
Na₂O	0	0	0.4	4.7	2.4	0	0.1
K₂O	0	0.005	0	0	0.8	0	0
P₂O₅	NA	NA	NA	NA	NA	NA	43.8

El único mineral cuya composición no pertenece en su totalidad a la del volcán El Reventador es el apatito, al no haberse realizado mediciones de fósforo en ninguna muestra con dicho mineral. El contenido de fósforo (P_2O_5) presente en el apatito que aquí se expone, por tanto, fue tomado del análisis de microsonda electrónica aplicado al volcán Altar considerando la afinidad química de El Reventador a las composiciones del Arco Principal. Específicamente, el valor de apatito fue medido en la muestra 44G de la Unidad Brechas de Collanes, según Galárraga e Iglesias (2019).

Por otra parte, los coeficientes de partición utilizados en el modelamiento geoquímico de elementos trazas en este trabajo toman valores de fraccionamiento para rocas de tipo dacitas. (Tabla 3). Y la razón es que el análisis de microsonda electrónica reveló que el vidrio volcánico, representante de la fase líquida, en toda la serie de El Reventador exhibe composiciones intermedias-ácidas, preferentemente dacíticas, que se mueven dentro del rango entre 63 y 70 SiO_2 wt. %.

De esta manera, se tiene:

- 1. MODELO 1:** Para el cumulado de este modelo, se propone el fraccionamiento de una asociación mineral compuesta por: ol+pl+ap+amp+óx.
 - M1T: Evolución composicional desde la muestra REV 65 (53.0 SiO_2 wt. %), correspondiente al flujo de Lava 8 del 1/3/2007, hasta la muestra REV 105 (59.9 SiO_2 wt. %), representante del flujo de Lava 76, del evento del 1/4/2018.
 - M1G1: Evolución composicional desde la muestra REV 65 (53.0 SiO_2 wt. %), correspondiente al flujo de Lava 8 del 1/3/2007, hasta la muestra REV 101 (56.3 SiO_2 wt. %), representante de un flujo piroclástico registrado el 1/9/2013. Este modelo abarca el periodo de 2007 hasta 2013, de acuerdo con las rocas que conforman el grupo número 1.
 - M1G2: Evolución composicional desde la muestra REV 101 (56.3 SiO_2 wt. %), representante de un flujo piroclástico registrado el 1/9/2013, hasta la muestra REV 105 (59.9 SiO_2 wt. %), representante del flujo de Lava 76, del evento del 1/4/2018. Por su parte, este modelo abarca el periodo entre 2013 y 2018, que está definido por las rocas del grupo número dos.
- 2. MODELO 2:** La asociación mineral que conforma el cumulado propuesto en este modelo es: ol+pl+cpx+amp+óx.

- M2G1: Evolución composicional desde la muestra REV 65 (53.0 SiO₂ wt. %), correspondiente al flujo de Lava 8 del 1/3/2007, hasta la muestra REV 101 (56.3 SiO₂ wt. %), representante de un flujo piroclástico registrado el 1/9/2013 (grupo #1).
 - M2G2: Evolución composicional desde la muestra REV 102 (58.5 SiO₂ wt. %) correspondiente a un piroclasto balístico registrado el 1/6/2016, hasta la muestra REV 105 (59.9 SiO₂ wt. %), representante del flujo de Lava 76, del evento del 1/4/2018 (grupo #2).
- 3. MODELO 3:** La asociación mineral que fracciona en el cumulato propuesto para este modelo se compone de: ol+pl+cpx +óx.
- M3G1: Evolución composicional desde la muestra REV 65 (53.0 SiO₂ wt. %), correspondiente al flujo de Lava 8 del 1/3/2007, hasta la muestra REV 101 (56.3 SiO₂ wt. %), representante de un flujo piroclástico registrado el 1/9/2013 (grupo #1).
 - M3G2: Evolución composicional desde la muestra REV 101 (56.3 SiO₂ wt. %) correspondiente a un flujo piroclástico registrado el 1/9/2013, hasta la muestra REV 105 (59.9 SiO₂ wt. %), representante del flujo de Lava 76, del evento del 1/4/2018 (grupo #2).
- 4. MODELO 4:** La asociación mineral que se propone fracciona en el cumulato de este modelo está compuesta por: opx+pl+amp+óx.
- M4G2: Evolución composicional desde la muestra REV 101 (56.3 SiO₂ wt. %) correspondiente a un flujo piroclástico registrado el 1/9/2013, hasta la muestra REV 105 (59.9 SiO₂ wt. %), representante del flujo de Lava 76, del evento del 1/4/2018. La asociación mineral que señala la composición del cumulato en este modelo únicamente funciona para el periodo 2013-2018, con las rocas conformantes del grupo #2.

Las gráficas para el análisis completo de los resultados del modelamiento de elementos mayores y trazas de esta sección se exponen en los Anexos V, VI, VII y VIII.

Tabla 3.

Coefficientes de partición de algunos elementos trazas, comúnmente utilizados en rocas de composición dacítica (EarthRef.org).

Coeficientes De Distribución (Kds) De Elementos Trazas Para Líquidos Dacíticos											
<i>Kd</i>	<i>PL</i>	<i>CPX</i>	<i>OL</i>	<i>OPX</i>	<i>TIT</i>	<i>AMP</i>	<i>GA</i>	<i>QZ</i>	<i>KFS</i>	<i>AP</i>	<i>ZRN</i>
Rb	0.05	NA	0.01	0.004	NA	0.18	0.01	0.04	1.75	NA	NA
Sr	2.84	NA	NA	0.03	0.08	0.60	0.02	NA	5.40	NA	NA

Ba	0.36	NA	NA	0.003	0.03	0.28	0.02	0.02	11.45	NA	NA
Y	0.51	NA	NA	NA	NA	2.46	35	NA	NA	NA	NA
Zr	0.04	0.18	0.08	0.03	3.90	0.93	1.20	NA	0.10	0.64	NA
Nb	2.50	NA	NA	NA	0.11	2.50	NA	NA	NA	NA	NA
Th	0.06	NA	NA	0.04	NA	NA	NA	0.01	0.02	NA	NA
La	0.39	0.02	NA	0.01	0.06	0.26	0.37	0.02	0.08	28.2	1.14
Ce	0.24	0.04	NA	0.02	0.06	0.63	0.53	0.01	0.04	16.6	4.84
Nd	0.17	0.17	NA	0.02	NA	1.24	0.53	0.02	0.04	21.0	4.24
Sm	0.13	0.46	NA	0.26	0.07	2.38	2.66	0.01	0.01	20.7	4.54
Eu	2.11	0.41	NA	0.36	0.06	3.65	1.50	0.06	4.45	14.5	3.15
Gd	0.13	0.70	NA	0.03	NA	2.00	10.50	NA	NA	21.7	6.01
Dy	0.09	0.78	0.02	0.04	NA	3.08	28.60	0.02	0.06	16.9	45.7
Er	0.08	0.70	NA	0.58	NA	2.34	42.80	NA	NA	50.0	135.5
Yb	0.08	0.64	NA	0.11	0.11	1.31	39.90	0.02	0.03	9.4	270.5
Sc	0.11	6.10	NA	3.30	1.96	6.05	10.80	0.01	0.02	NA	NA
V	NA	2.00	NA	1.47	NA	4.92	NA	NA	NA	NA	NA
Cr	0.37	2.03	NA	4.95	166	21.0	17.2	NA	NA	NA	NA
Co	0.28	3.90	NA	7.75	24.70	NA	1.70	NA	NA	NA	NA
Ni	1.50	NA	10.85	NA	5.20	9.30	NA	NA	NA	NA	NA
K	0.26	NA	NA	0.00	0.05	24.2	0.02	NA	NA	NA	NA

5.1. Modelo 1: ol+pl+ap+amp+óx

La asociación mineral propuesta para el cumulado de este modelo se compone de ol+pl+ap+amp+ox. Considerando los resultados del modelamiento con elementos mayores, esta asociación tiene la particularidad de ser la única que arroja un resultado para toda la serie de El Reventador durante el periodo 2007-2018. Pero puede igualmente reproducirse para los grupos 1G y 2G de forma independiente, obteniéndose resultados coherentes con el grado de cristalización calculado, como se muestra a continuación.

5.1.1. Modelo M1T

El modelo M1T trata de explicar la variación composicional del magma del volcán El Reventador a lo largo del periodo 2007-2018, utilizando a las rocas menos y más diferenciada de toda la serie, como representantes del magma parental (REV 65) y magma diferenciado (REV 105), respectivamente.

Los resultados de la modelización de elementos mayores por balance de masas para el modelo M1T se presentan en la Tabla 4. En este, el grado de cristalización que alcanza

el magma padre para la formación del cumulado es de 54%, en el que las fases más abundantes son: plagioclasa y anfíbol. Según los criterios de verificación del programa OPTIMASBA, M1T presenta un ajuste moderado, con un parámetro r^2 igual a 0.9998 y un error SSE igual a 0.7399.

Tabla 4.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M1T.

Magma Padre		REV 65	SSE		0,7399
Asociación Mineral M1T	<i>amp</i>	27,36%	r²		0,9998
	<i>ap</i>	1,63%	%CF (1-F)		54,11%
	<i>ol</i>	8,81%			
	<i>óx</i>	5,66%			
	<i>pl</i>	56,55%			
Magma Hijo		REV 105			

Por el contrario, la modelización de elementos trazas obtenidos mediante la ecuación del fraccionamiento de Rayleigh, muestra un ajuste poco satisfactorio en el que la composición teórica del magma hijo no coincide con la composición real de la roca más diferenciada. Algunos de los contrastes más notorios son, por ejemplo, los valores de: Zr, La, Ce, Nd, Eu, Er e Yb, que se encuentran, por mucho, sobre o bajo el valor real. En la Tabla 5 se muestran las composiciones en elementos trazas del magma padre e hijo: teórico versus calculado y las mismas, ploteadas en un diagrama multielementos en la Fig. 5.1.

Tabla 5.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M1T.

Elementos Trazas	REV 65	REV 105*	REV 105
	C_o: Roca Padre	C_i*: Roca Hija Teórica	C_i: Roca Hija Real
Rb	28,1	46,5	46,2
Sr	1003,3	658,0	886,6
Ba	943,3	1393,7	1170,7
Y	16,7	17,0	10,2
Zr	128,2	166,9	136,9
Nb	9,7	5,3	7,7
Th	3,9	6,7	5,1
La	31,7	36,3	28,1
Ce	64,1	80,5	53,4

Nd	30,4	34,2	24,4
Sm	5,7	5,5	3,7
Eu	1,7	0,8	1,2
Gd	5,1	5,1	3,4
Dy	3,1	2,8	2,1
Er	0,7	0,6	1,0
Yb	1,3	1,7	0,9
Sc	17,3	11,0	10,8
V	196,1	162,4	152,8
Cr	65,2	0,0	36,9
Co	28,0	20,7	22,3
Ni	43,3	6,0	29,9

Gráficamente es más evidente que la composición del magma diferenciado teórico no modela la composición del magma hijo real. A excepción del Sm y Dy, ningún punto de la gráfica que describe la composición teórica del magma hijo cae dentro del campo composicional entre los magmas parental (C_0) y diferenciado real (C_i^*) (Fig. 5.1).

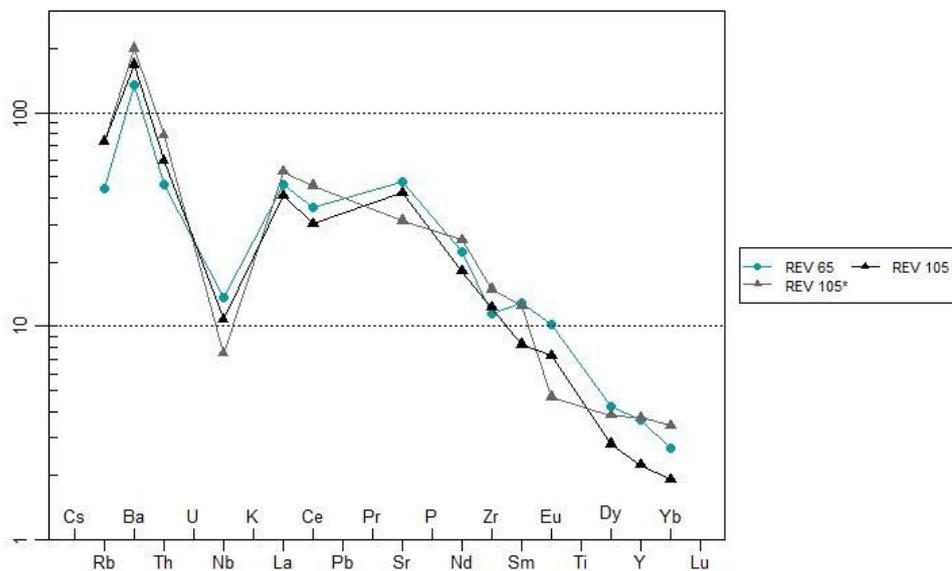


Fig. 5.1. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.

5.1.2. Modelo M1G1

Los resultados de la modelización por balance de masas para la misma asociación mineral, pero para el grupo número uno (G1), se presentan en la Tabla 6. El modelo M1G1 presenta un mejor ajuste que su precedente (M1T) con un parámetro r^2 igual a 0.999 y un error SSE igual a 0.1467. En este, el grado de cristalización disminuye a 27.17%, lo que es coherente con el cambio en sílice que experimentan las rocas del G1, de aproximadamente 3.0 SiO₂ wt. % (desde 53.0 hasta 56.4 SiO₂ wt. %.).

Los minerales más abundantes continúan siendo plagioclasa y anfíbol, aunque en términos de contenido, la diferencia entre ambos es menor que en el modelo anterior. Adicional, la proporción de olivino se reduce a aproximadamente la mitad (4.73%), mientras que los óxidos y el apatito permanecen con valores similares que en M1T.

Tabla 6.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M1G1.

Magma Padre		REV 65	SSE	0,1467
Asociación Mineral M1G1	amp	42,21%	r²	0,9999
	ap	2,05%	%CF (1-F)	27,17%
	ol	4,73%		
	óx	4,62%		
	pl	46,39%		
Magma Hijo		REV 101		

En elementos trazas, las composiciones finales: calculada versus real (Tabla 7) mantienen sus diferencias, aunque en menor proporción que en el modelo M1T. Las concentraciones calculadas de elementos como el: Rb, Y, Nd y Gd caen entre las composiciones del magma padre e hijo real, y otros como el Ba, Nb, Th, Dy e Yb no se alejan mucho del valor real. Las diferencias más notorias se observan en los metales de transición, sobre todo en el Ni, Cr y V y en las REE Eu y Er. Se atenúan los contrastes entre las curvas del magma hijo en el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo, pero todavía es evidente que el ajuste del modelo es pobre (Fig. 5.2).

Tabla 7.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M1G1.

Elementos Trazas	REV 65	REV 101*	REV 101
	C_o: Roca Padre	C_i^*: Roca Hija Teórica	C_i: Roca Hija Real
Rb	28,1	37,3	43,6
Sr	1003,3	837,4	941,5
Ba	943,3	1180,3	1121,3
Y	16,7	15,3	13,7
Zr	128,2	145,0	134,6
Nb	9,7	6,6	7,7
Th	3,9	5,3	4,7
La	31,7	33,0	29,7

Ce	64,1	70,0	56,5
Nd	30,4	30,0	27,2
Sm	5,7	4,9	5,4
Eu	1,7	1,0	1,4
Gd	5,1	4,5	3,9
Dy	3,1	2,5	2,6
Er	0,7	0,5	0,9
Yb	1,3	1,4	1,1
Sc	17,3	10,1	14,0
V	196,1	139,7	165,8
Cr	65,2	0,5	51,0
Co	28,0	25,7	24,3
Ni	43,3	10,9	38,3

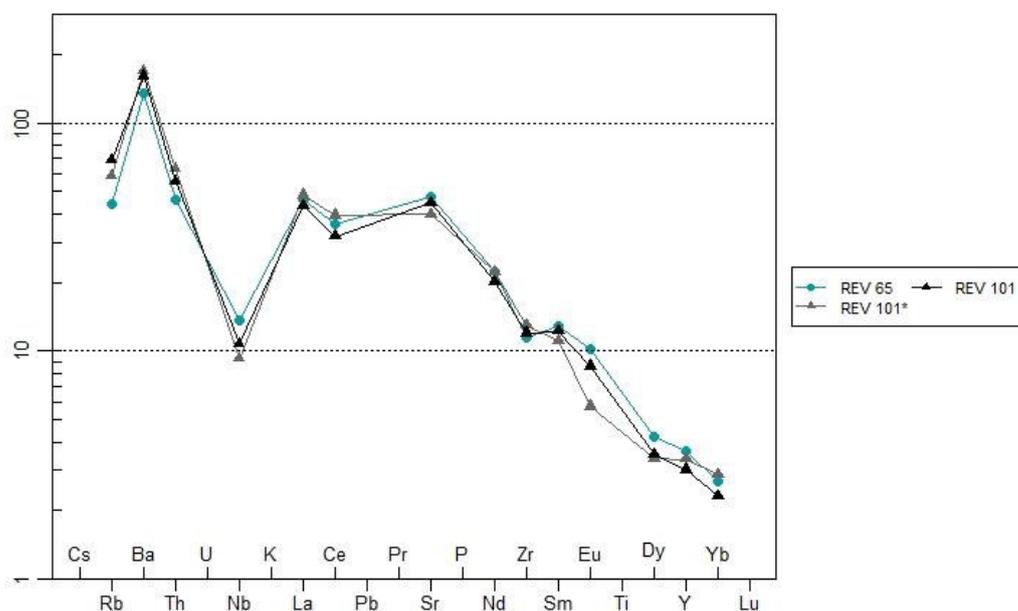


Fig. 5.2. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 101=magma hijo real, REV 101*= magma hijo teórico, calculado.

5.1.3. Modelo M1G2

Los resultados de la modelización por balance de masas, considerando la misma asociación mineral propuesta en los modelos anteriores, se presenta en la Tabla 8, para el grupo número dos (G2). Como se observa, el grado de cristalización calculado en este modelo es similar al del modelo M1G2, con un valor de 24.54%. Esta afirmación tiene sentido considerando que la variación composicional de G2, en términos de contenido en sílice, es aproximadamente igual a la del G1, con un cambio de alrededor de 3 SiO₂ wt. % desde la roca intermedia (56.3 SiO₂ wt. %) hasta la roca más ácida (59.9 SiO₂ wt. %).

Sin embargo, el porcentaje en volumen calculado para cada fase de la asociación es notablemente diferente. El mineral más abundante continúa siendo la plagioclasa, ocupando cerca del 70% del cumulado, y le sigue el olivino, con 14.88 vol%. La proporción de óxidos es extraordinariamente alta, alcanzando casi el 8% del volumen total, superando incluso a la de anfíbol, que no supera el 6 %vol. El apatito ocupa el menor porcentaje de todos y, en este modelo, alcanza su valor mínimo.

El modelo M1G2 también presenta un buen ajuste, aunque no el mejor, con un parámetro r^2 igual a 0.999 y un error SSE igual a 0.1638.

Tabla 8.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M1G2.

Magma Padre		REV 101	SSE	0,1638
Asociación Mineral M1G2	amp	5,11%	r²	0,9999
	ap	0,92%	%CF (1-F)	24,54%
	ol	14,88%		
	óx	7,17%		
	pl	71,92%		
Magma Hijo		REV 105		

En cuando al contenido de elementos trazas, vuelven a notarse grandes variaciones entre los valores del magma hijo real respecto a los calculados (ver Tabla 9). Todas las composiciones calculadas caen fuera del campo de evolución composicional formado por las curvas del magma parental y diferenciado, de acuerdo con las consideraciones del grupo. Sin embargo, no se alejan tanto del valor real, como en el caso del M1T. Como en todos los casos, las composiciones de los metales de transición: V, Ni, Co, Cr presentan las mayores diferencias respecto de las composiciones reales de la roca hija, pero también se las observa en los LILE y REE (Fig. 5.3).

Tabla 9.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M1G2.

Elementos Trazas	REV 101	REV 105*	REV 105
	C_o: Roca Padre	C_i*: Roca Hija Teórica	C_i: Roca Hija Real
Rb	43,6	56,6	46,2
Sr	941,5	700,3	886,6
Ba	1121,3	1367,2	1170,7

Y	13,7	15,8	10,2
Zr	134,6	159,9	136,9
Nb	7,7	5,9	7,7
Th	4,7	6,1	5,1
La	29,7	33,6	28,1
Ce	56,5	67,3	53,4
Nd	27,2	32,3	24,4
Sm	5,4	6,4	3,7
Eu	1,4	1,1	1,2
Gd	3,9	4,6	3,4
Dy	2,6	3,1	2,1
Er	0,9	1,0	1,0
Yb	1,1	1,4	0,9
Sc	14,0	16,0	10,8
V	165,8	203,6	152,8
Cr	51,0	1,8	36,9
Co	24,3	18,6	22,3
Ni	38,3	19,1	29,9

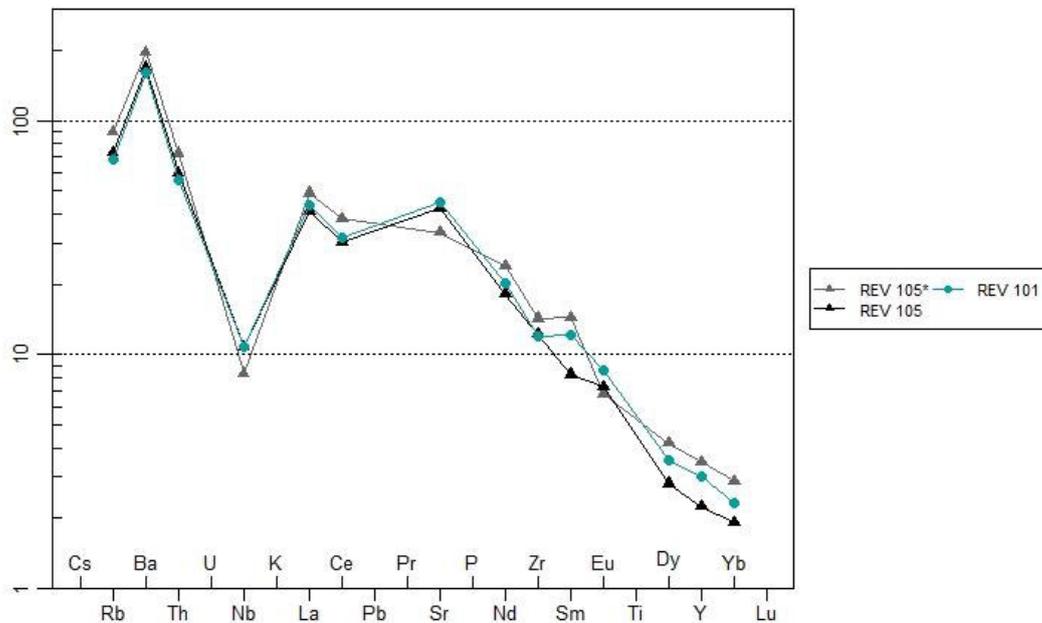


Fig. 5.3. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 101=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.

5.2. Modelo 2: ol+pl+cpx+amp+óx

La asociación mineral que se propone fracciona para formar el cumulado de este modelo está compuesta por ol+pl+cpx+amp+ox. Esta asociación es reproducible en ambos grupos, pero no funciona para modelar la variación composicional total desde la roca más máfica, hasta la más diferenciada de toda la serie de 2007-2018. Se diferencia de su precedente por la presencia de clinopiroxeno, antes que apatito.

5.2.1. Modelo M2G1

El modelo M2G1 describe la variación composicional desde REV 65, representante del magma menos evolucionado del periodo 2007-2018, hasta la composición intermedia de REV 101. El porcentaje en volumen estimado para cada fase de la asociación mineral es coherente con el grado de cristalización, calculado en 25.10% para la variación de sílice (aproximadamente 3 SiO₂ wt. %). En este modelo, el mineral más abundante es el anfíbol seguido de la plagioclasa, con una diferencia en porcentaje en volumen de ~6 vol. %. El clinopiroxeno presenta valores similares al del apatito del Modelo I, mientras que el olivino reduce marcadamente su proporción convirtiéndose, incluso, en la fase menos abundante.

De acuerdo con los resultados del cálculo de balance de masas (Tabla 10), el modelo M2G1 presenta un ajuste bueno, con el valor del parámetro r² igual a 0.999 y un error SSE igual a 0.2063.

Tabla 10.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M2G1.

Magma Padre		REV 65	SSE	0,2063
Asociación Mineral M2G1	<i>amp</i>	49,21%	r²	0,9999
	<i>cpx</i>	1,59%	%CF (1-F)	25,10%
	<i>ol</i>	1,25%		
	<i>óx</i>	3,99%		
	<i>pl</i>	43,97%		
Magma Hijo		REV 101		

Por otro lado, la evaluación con elementos trazas en la segunda parte del modelamiento geoquímico expone importantes variaciones de la composición final calculada para la muestra REV 101, respecto a la original (ver Tabla 11). Los resultados ploteados en el diagrama multielemental (Fig. 5.4) muestran que el modelo M1G1 reproduce solo parcialmente la evolución de las rocas del G1 de El Reventador. Algunos elementos que caen entre las curvas de los magmas padre e hijo real son, por ejemplo: Rb, Y y Gd. Pero, generalmente los valores de los elementos están fuera de dicho campo, especialmente en HREE y metales de transición (a excepción del Co).

Tabla 11.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M2G1.

Elementos Trazas	REV 65	REV 101*	REV 101
	C_o : Roca Padre	C_i^* : Roca Hija Teórica	C_i : Roca Hija Real
<i>Rb</i>	28,1	37,2	43,6
<i>Sr</i>	1003,3	844,6	941,5
<i>Ba</i>	943,3	1176,4	1121,3
<i>Y</i>	16,7	14,6	13,7
<i>Zr</i>	128,2	143,8	134,6
<i>Nb</i>	9,7	6,4	7,7
<i>Th</i>	3,9	5,3	4,7
<i>La</i>	31,7	39,5	29,7
<i>Ce</i>	64,1	77,0	56,5
<i>Nd</i>	30,4	33,5	27,2
<i>Sm</i>	5,7	5,3	5,4
<i>Eu</i>	1,7	1,0	1,4
<i>Gd</i>	5,1	5,0	3,9
<i>Dy</i>	3,1	2,6	2,6
<i>Er</i>	0,7	0,7	0,9
<i>Yb</i>	1,3	1,5	1,1
<i>Sc</i>	17,3	8,6	14,0
<i>V</i>	196,1	124,1	165,8
<i>Cr</i>	65,2	0,4	51,0
<i>Co</i>	28,0	26,5	24,3
<i>Ni</i>	43,3	10,2	38,3

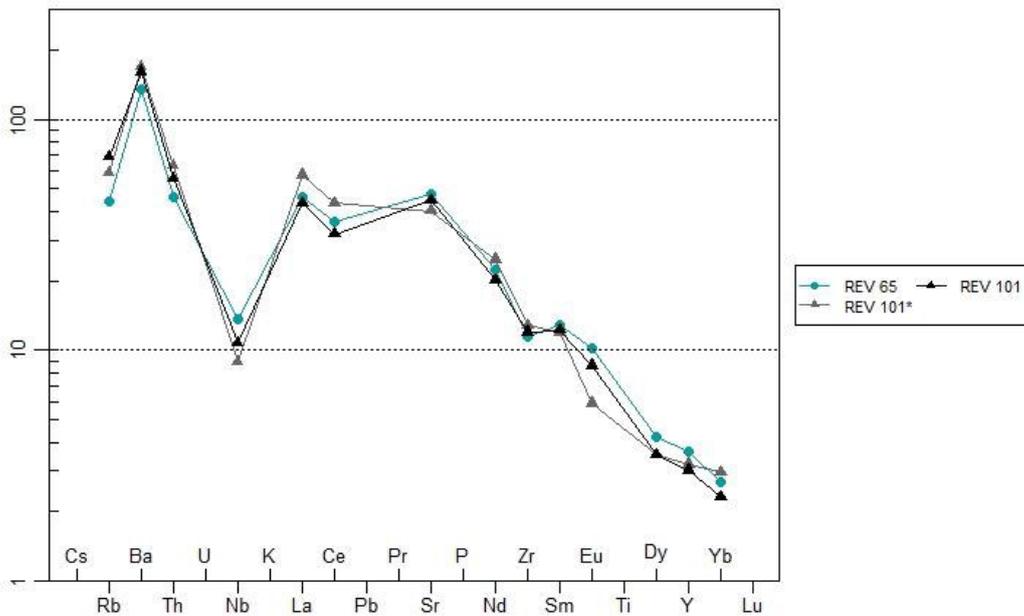


Fig. 5.4. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 101=magma hijo real, REV 101*= magma hijo teórico, calculado.

5.2.2. Modelo M2G2

El modelo M2G2 trata de reproducir la evolución del segundo grupo de rocas de la serie de El Reventador, con la misma asociación mineral del modelo M2G1. Sin embargo, a diferencia del anterior para G2 (M1G2), en este, la composición del magma parental ha sido reemplazada por la muestra REV 102. El intercambio de muestras para el inicio de la serie, aquí, pretende corregir el error que se produce al modelar el par REV 101 – REV 105 y se apoya en la brecha que parece existir entre ~56 y ~58 SiO₂ wt. %. La misma que separa a las rocas en dos grupos con tendencias geoquímicas distintas.

Con este cambio, la variación en sílice desde la roca intermedia (tomada como la menos diferenciada para el modelamiento de G2), hasta la más ácida también cambia, ahora con un valor de aproximadamente 1 SiO₂ wt. %, desde 58.5 SiO₂ wt. % hasta 59.9 SiO₂ wt. %. El resultado se refleja en un menor grado de cristalización, ahora de 8.58%, en el que el ajuste de balance de masas es perfecto, con un parámetro r² igual a 1 y un error SSE que está muy cerca de cero (0.0288).

En M2G2, el anfíbol todavía es el mineral más abundante en la asociación del cumulado, con el 55.25 % del volumen mineral total. Pero, respecto al primer grupo, se acrecienta la diferencia en volumen entre este y la plagioclasa, a 16.73 vol. %. Los valores del clinopiroxeno y óxidos permanecen aproximadamente constantes y el fraccionamiento de olivino es mínimo, casi nulo (Tabla 12).

Tabla 12.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M2G2.

Magma Padre		REV 102	SSE	0,0288
Asociación Mineral M2G2	<i>amp</i>	55,25%	r²	1,0000
	<i>cpx</i>	1,68%	%CF (1-F)	8,58%
	<i>ol</i>	0,08%		
	<i>óx</i>	4,47%		
	<i>pl</i>	38,52%		
Magma Hijo		REV 105		

La modelización con trazas también arroja resultados favorables. La diferencia entre la composición calculada y la real es mínima; aunque no todos los elementos caen dentro del campo entre la C_o y C_i (e.g. Y, Th, Sm). Los metales de transición, a excepción del V y Cr, también muestran concentraciones muy cercanas al valor real. Las

composiciones de los magmas: padre, hijo teórico e hijo real se muestran en la Tabla 13, y gráficamente se visualizan el diagrama multielemental (Sun y McDonough, 1989) (Fig. 5.5).

Tabla 13.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M2G2.

Elementos Trazas	REV 102	REV 105*	REV 105
	C_o : Roca Padre	C_i^* : Roca Hija Teórica	C_i : Roca Hija Real
Rb	44,6	48,0	46,2
Sr	902,0	870,3	886,6
Ba	1101,1	1167,7	1170,7
Y	11,0	10,5	10,2
Zr	137,5	140,9	136,9
Nb	8,3	7,4	7,7
Th	4,5	4,9	5,1
La	29,1	30,9	28,1
Ce	54,8	57,4	53,4
Nd	25,6	26,1	24,4
Sm	4,3	4,1	3,7
Eu	1,3	1,1	1,2
Gd	3,4	3,4	3,4
Dy	2,1	2,0	2,1
Er	1,3	1,3	1,0
Yb	1,0	1,0	0,9
Sc	12,2	9,9	10,8
V	163,1	140,9	152,8
Cr	46,3	10,2	36,9
Co	23,9	23,3	22,3
Ni	35,4	23,2	29,9

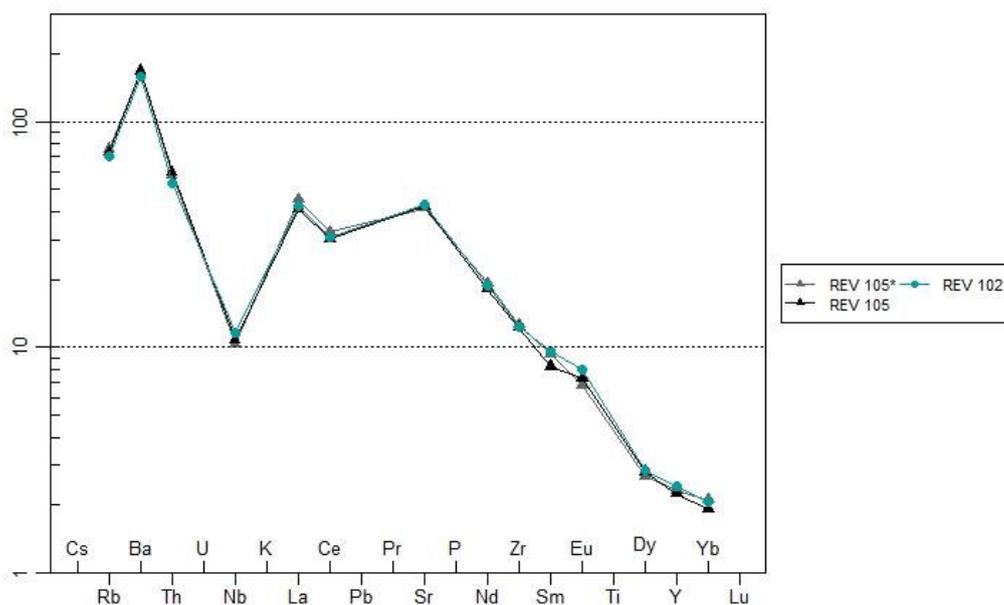


Fig. 5.5. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 102=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.

5.3. Modelo 3: ol+cpx+pl+óx

En el Modelo 3 se escogieron las fases: ol+cpx+pl+óx para formar la asociación mineral del cumulato. Al igual que el segundo modelo, este modelo se desarrolla en dos partes: primero se evalúa su validez en las rocas del grupo uno (G1) y luego se compara con los resultados del modelado en el grupo dos (G2). Cabe destacar que la asociación mineral propuesta en este modelo tampoco describe la evolución total de las rocas de El Reventador durante el periodo 2007-2018.

5.3.1. Modelo M3G1

El modelo M3G1 describe, mediante una asociación mineral libre de anfíbol, la variación composicional desde el inicio de la serie de 2007-2018, es decir desde la roca REV 65, hasta la composición intermedia de REV 101, que representa a la roca más diferenciada del G1. El grado de cristalización de este cumulato se eleva a 29.12%, con la plagioclasa como fase mineral más abundante; a la que le siguen el clinopiroxeno y olivino, con una diferencia en vol. % de 7.15% (18.54 vol. % y 11.39 vol. % respectivamente). Los óxidos también presentan concentraciones elevadas (~8 %vol.) (Tabla 14).

De acuerdo con los parámetros de verificación del programa OPTISMABA, el modelo M3G1 presenta un ajuste moderado-bueno. El valor de r^2 se mantiene cercano a 1.0 (0.998), mientras que el error SSE aumenta en relación con los modelos anteriores, a 0.4132.

Tabla 14.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M3G1.

Magma Padre		REV 65	SSE	0,4132
Asociación Mineral M3G1	<i>pl</i>	61,93%	r²	0,9998
	<i>cpx</i>	18,54%	%CF (1-F)	29,12%
	<i>ol</i>	11,39%		
	<i>óx</i>	8,13%		
Magma Hijo		REV 101		

No obstante, el modelo de cristalización de Rayleigh no reproduce apropiadamente la variación en composición de elementos traza del magma hijo, respecto del magma padre. Como se observa en la Tabla 15, las concentraciones de las REE (excepto en Eu y Er) están muy alejadas del valor real. Solamente tres elementos caen sobre el campo entre la composición del padre (C_o) y el hijo (C_i), de acuerdo con el diagrama multielementos (Fig. 5.6), y son: Rb, Nb y Sc.

Tabla 15.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M3G1.

Elementos Trazas	REV 65	REV 101*	REV 101
	C_o: Roca Padre	C_i*: Roca Hija Teórica	C_i: Roca Hija Real
Rb	28,1	38,1	43,6
Sr	1003,3	788,6	941,5
Ba	943,3	1203,1	1121,3
Y	16,7	20,7	13,7
Zr	128,2	155,5	134,6
Nb	9,7	8,1	7,7
Th	3,9	5,3	4,7
La	31,7	40,2	29,7
Ce	64,1	83,5	56,5
Nd	30,4	39,8	27,2
Sm	5,7	7,4	5,4

Eu	1,7	1,5	1,4
Gd	5,1	6,5	3,9
Dy	3,1	4,0	2,6
Er	0,7	1,0	0,9
Yb	1,3	1,7	1,1
Sc	17,3	15,4	14,0
V	196,1	239,0	165,8
Cr	65,2	1,1	51,0
Co	28,0	15,4	24,3
Ni	43,3	26,3	38,3

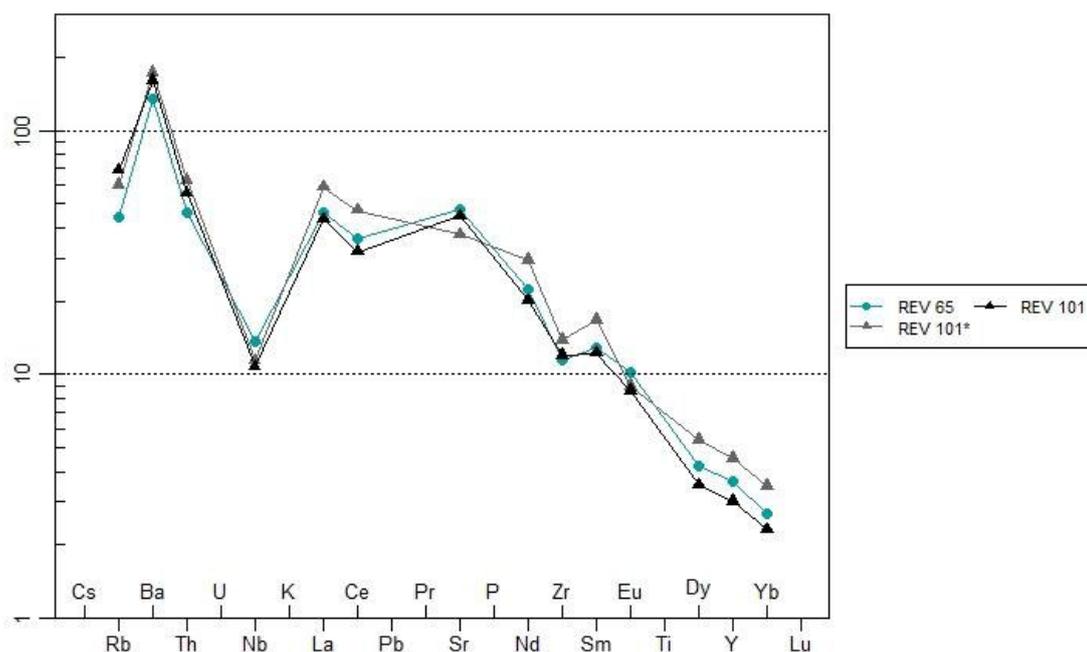


Fig. 5.6. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 65=magma padre, REV 101=magma hijo real, REV 101*= magma hijo teórico, calculado.

5.3.2. Modelo M3G2

El modelo M3G2 intenta reproducir el cambio composicional desde la muestra intermedia REV 101, hasta la más diferenciada, REV 105, correspondiente a G2. Para esto se considera una asociación mineral compuesta por pl+cpx+ol+óx, que resulta de la cristalización del 24.97% del cumulado. La fase más abundante continúa siendo la plagioclasa, con el 74.10% del volumen total, igualmente seguida del olivino, que mantiene valores altos de cristalización (~15 vol. %). Por otro lado, el porcentaje de clinopiroxeno fraccionado se reduce a 2.85% y se establece como la fase menos abundante, incluso después de los óxidos (~8 vol. %)

Los resultados del balance de masas en M3G2 (Tabla 16) sugieren un mejor ajuste que en M3G1, con un valor de r^2 igual a 0.999 y un error SSE igual a 0.2013.

Tabla 16.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M3G2.

Magma Padre		REV 101	SSE	0,2013
Asociación Mineral M3G2	<i>pl</i>	74,10%	r^2	0,9999
	<i>cpx</i>	2,85%	%CF (1-F)	24,97%
	<i>ol</i>	15,45%		
	<i>óx</i>	7,60%		
Magma Hijo		REV 105		

En lo que respecta a la concentración de elementos trazas en el magma diferenciado, el diagrama multielementos (Fig. 5.7) en el que se plotea los resultados de la ecuación de fraccionamiento de Rayleigh, muestra que el modelo no reproduce la variación composicional desde REV 101, hasta REV 105 de forma adecuada. La concentración de elementos traza en la roca hija se aleja significativamente de la composición real (ver Tabla 17) y ningún elemento cae en el campo composicional formado por el magma padre e hijo real.

Tabla 17.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M3G2.

Elementos Trazas	REV 101	REV 105*	REV 105
	C_o: Roca Padre	C_i^*: Roca Hija Teórica	C_i: Roca Hija Real
<i>Rb</i>	43,6	56,7	46,2
<i>Sr</i>	941,5	694,2	886,6
<i>Ba</i>	1121,3	1369,6	1170,7
<i>Y</i>	13,7	16,3	10,2
<i>Zr</i>	134,6	161,2	136,9
<i>Nb</i>	7,7	6,1	7,7
<i>Th</i>	4,7	6,1	5,1
<i>La</i>	29,7	36,1	28,1
<i>Ce</i>	56,5	70,6	53,4
<i>Nd</i>	27,2	34,5	24,4
<i>Sm</i>	5,4	6,9	3,7
<i>Eu</i>	1,4	1,2	1,2
<i>Gd</i>	3,9	4,9	3,4
<i>Dy</i>	2,6	3,3	2,1

Er	0,9	1,2	1,0
Yb	1,1	1,5	0,9
Sc	14,0	16,5	10,8
V	165,8	214,7	152,8
Cr	51,0	1,9	36,9
Co	24,3	17,5	22,3
Ni	38,3	21,1	29,9

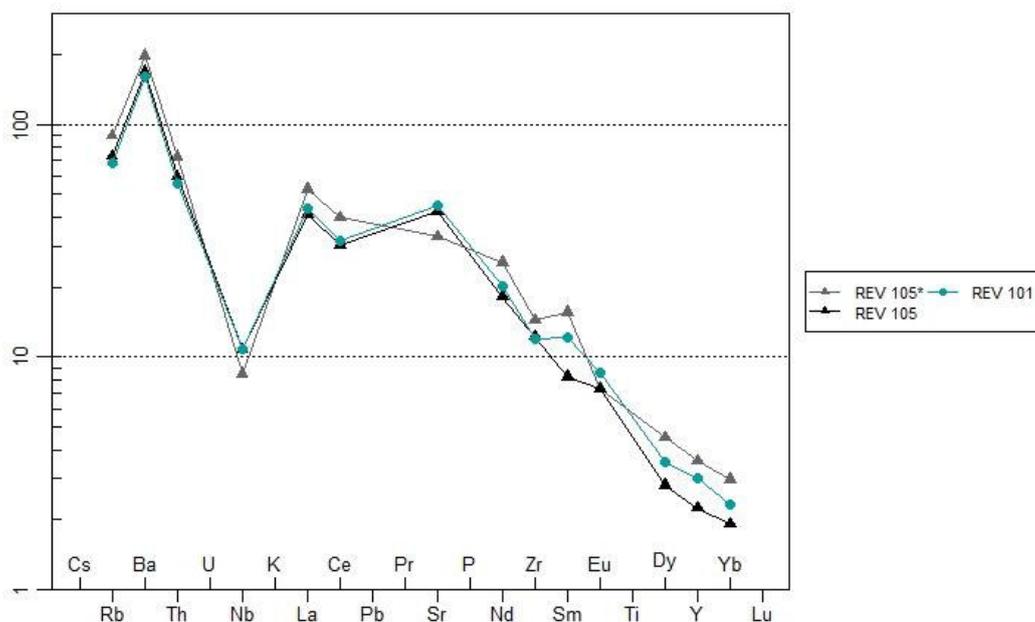


Fig. 5.7. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 101=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.

5.4. Modelo 4: opx+pl+amp+óx.

La asociación mineral que se propone fracciona para formar el cumulado de este modelo está compuesta por opx+pl+amp+óx. A diferencia de los anteriores, este modelo es solamente reproducible en el grupo dos (G2) de la serie 2007-2018 de El Reventador. Esto es lógico para un modelo que considera composiciones menos máficas que en G1 y, por tanto, se asume que en este punto de la serie (es decir al inicio de REV 101) la fase de olivino ya no está presente. En su lugar, la fase de ortopiroxeno justifica el fraccionamiento de elementos como el Mg que, en los casos anteriores, ocuparían un lugar en la estructura cristalina del olivino.

Tal asunción también se apoya en el estudio petrológico de las rocas del periodo 2007-2018, en el que se determinó la ausencia de olivino hacia los miembros más diferenciados de la serie, pero no de ortopiroxeno.

5.4.1. Modelo M4G2

Los resultados del balance de masas aplicado en el modelo M4G2 se presentan en la Tabla 18. Como se observa, el ajuste de la regresión lineal es bueno, con un error SSE igual a 0.3803 y un parámetro r^2 igual a 0.999. Como en la mayoría de modelos, la plagioclasa es el mineral más abundante, ocupando más del 50% del volumen total del cumulado. Con el 15 vol. % a continuación se encuentra el ortopiroxeno. Como se esperaba, esta fase se encuentra sustituyendo al olivino de algunos de los modelos anteriores, en proporciones similares. Además, un buen porcentaje del cumulado lo ocupa el anfíbol (~14 vol. %) y la fase menos abundante corresponde a los óxidos de Fe-Ti. El cumulado de este modelo, se forma con la cristalización del 28.66% del magma.

Tabla 18.

Resultados del modelamiento de cristalización fraccionada por balance de masas, para el modelo M4G2.

Magma Padre		REV 101	SSE	0,3803
Asociación Mineral M4G2	<i>pl</i>	65,08%	r²	0,9999
	<i>opx</i>	15,00%	%CF (1-F)	28,66%
	<i>amp</i>	13,99%		
	<i>óx</i>	5,93%		
Magma Hijo		REV 105		

Por otro lado, la modelización con elementos trazas no arroja resultados favorables. Expuestos en la Tabla 19, estos muestran que el modelo M4G2 no reproduce la composición del magma diferenciado de forma correcta, aunque sí ligeramente mejor que el modelo anterior. El diagrama multielemental (Fig. 5.8) donde se plotea las composiciones del magma padre e hijo real y teórico, indica un relativo mejor ajuste de las LREE y Eu que, aunque no caen sobre el campo entre la C_0 y la C_i^* , se alejan menos de la composición real. Por otra parte, el ajuste de los LILE y metales de transición es malo.

Tabla 19.

Composiciones de los magmas parental (C_o) y diferenciado: teórico (C_i^*) y real (C_i), expresadas en contenido de elementos traza (ppm) para el modelo M4G2.

Elementos Trazas	REV 101	REV 105*	REV 105
	C_o : Roca Padre	C_i^* : Roca Hija Teórica	C_i : Roca Hija Real
<i>Rb</i>	43,6	58,6	46,2
<i>Sr</i>	941,5	700,2	886,6
<i>Ba</i>	1121,3	1407,6	1170,7
<i>Y</i>	13,7	15,2	10,2
<i>Zr</i>	134,6	162,9	136,9
<i>Nb</i>	7,7	5,6	7,7
<i>Th</i>	4,7	6,4	5,1
<i>La</i>	29,7	37,2	28,1
<i>Ce</i>	56,5	71,5	53,4
<i>Nd</i>	27,2	34,1	24,4
<i>Sm</i>	5,4	6,4	3,7
<i>Eu</i>	1,4	1,1	1,2
<i>Gd</i>	3,9	4,7	3,4
<i>Dy</i>	2,6	3,0	2,1
<i>Er</i>	0,9	1,1	1,0
<i>Yb</i>	1,1	1,4	0,9
<i>Sc</i>	14,0	11,9	10,8
<i>V</i>	165,8	170,6	152,8
<i>Cr</i>	51,0	0,9	36,9
<i>Co</i>	24,3	13,7	22,3
<i>Ni</i>	38,3	23,3	29,9

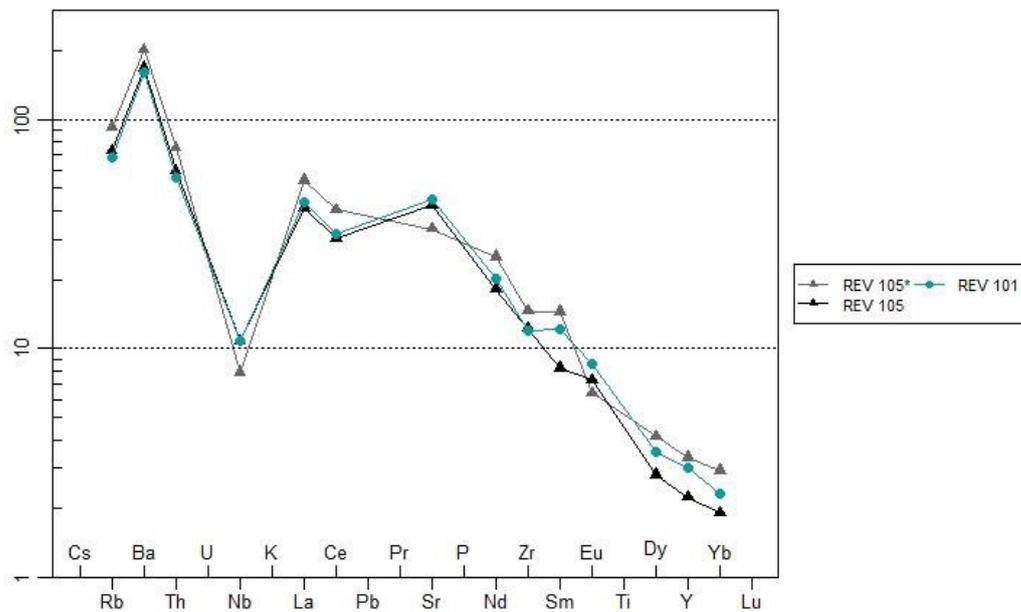


Fig. 5.8. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). REV 101=magma padre, REV 105=magma hijo real, REV 105*= magma hijo teórico, calculado.

5.5. Resumen del capítulo

Los productos eruptivos asociados a la actividad del volcán El Reventador durante el periodo 2007-2018 siguen una tendencia de evolución geoquímica clásica, caracterizada por el aumento en contenido de sílice (~ 6 SiO₂ wt. %) desde la roca más máfica, hasta la más diferenciada de la serie.

Considerando las tendencias geoquímicas de roca total y rasgos petrológicos como las zonaciones observadas en varios de los cristales, dicha variación trata de explicarse a través de un modelo de diferenciación magmática por cristalización fraccionada. Se proponen cuatro asociaciones minerales para cuatro cumulos distintos que son:

1. ol+pl+ap+amp+óx
2. ol+pl+cpx+amp+óx
3. ol+pl+cpx+óx
4. opx+pl+amp+óx

A excepción del cuarto, todos los modelos se desarrollaron en dos grupos de acuerdo con la variación en las tendencias que se nota a partir de 57 SiO₂ wt. % El primer grupo lo conforman rocas menos diferenciadas, cuyo *trend* de evolución inicia en la muestra REV 65 y termina en la muestra REV 101. Y el segundo, de uno con composiciones más evolucionadas que van, excluyendo el caso del modelo M2G2 que inicia en REV 102, desde la muestra REV 101 hasta la muestra REV 105.

En todos, la modelización geoquímica de elementos mayores arroja buenos resultados, con errores SSE que no superan el 0.5. La única excepción se observa en modelo M1T, donde el error SEE alcanza el 0.7, a pesar de que el parámetro r^2 se mantiene cercano a 1.0. Este modelo es el único que intenta describir la variación composicional de todo el periodo 2007-2018 considerando un solo conjunto de rocas. Sin embargo, es el menos preciso. Para el G1, el mejor ajuste de balance de masas se observa en el modelo M1G1, donde la asociación mineral se compone de ol+pl+ap+amp+óx (amp=42.21%, pl=46.39%, ol=4.73%, óx=4.62%, ap=2.05%) mientras que, en el G2, en el M2G2, donde el cumulo está formado por ol+pl+cpx+amp+óx (amp=55.25%, pl=38.52%, óx=4.47%, cpx=1.68%, ol=0.08%). Cabe resaltar que, en este último, el porcentaje de cristalización calculado es muy pequeño, aproximadamente 8 SiO₂ wt. %.

Por otro lado, el modelo de cristalización de Rayleigh no arroja resultados favorables en cuanto a la variación composicional en elementos trazas desde el magma parental, hasta el magma más diferenciado. Al comparar la composición de la roca hija real, con la calculada mediante la ecuación de Rayleigh, en todos los modelos, las diferencias en la concentración de elementos trazas de una y otra son notables, sobre todo en las REE y metales de transición. Como en la primera parte, los mejores resultados se observan en los modelos M1G1 y M2G2, para los grupos 1 y 2, respectivamente.

Teóricamente, estos resultados indican que la cristalización fraccionada no es el proceso dominante en la evolución de los magmas de El Reventador, al menos en el periodo comprendido entre 2007 y 2018.

CAPITULO VI

DISCUSIÓN

6.1. Naturaleza De Las Rocas

Como se desprende del estudio geoquímico, los productos eruptivos del volcán El Reventador han seguido un complejo proceso de evolución que se manifiesta en forma de tres grupos independientes, pero relacionables. Estos son: 2002, 2004-2005 y 2007-2018.

En principio, la composición química promedio de las rocas evidencia su naturaleza no primitiva. La relación $Mg/[Mg+Fe]$ ($\times 100$), dada por el rango de valores de Mg# que se mueve entre 54.32 y 44.16 (Fig. 3.5) lo demuestra, al igual que los altos contenidos de Zr (~ 140 ppm) que apuntan a que el líquido ha sufrido una vasta evolución (Green, 1980). Se destacan los elevados contenidos de Ni (~ 24 ppm), Cr (~ 36 ppm) (Defant y Drummond, 1990), Sr (>400 ppm) y LREE (Anexo I); así como el intenso agotamiento de Y e Yb (Fig. 3.7) (Martin et al., 2005) que, traducido en valores de Sr/Y y La/Yb >40 y >17 (Figs. 3.10a, 3.10c), les concede a las rocas de El Reventador la firma adakítica típica de los volcanes del arco ecuatoriano (Monzier et al., 1997; Beate et al., 2001; Bourdon et al., 2002, 2003; Samaniego et al., 2002; Samaniego et al., 2005; Hidalgo et al., 2007).

Con respecto a la evolución composicional en términos de tiempo, el análisis químico reveló que los periodos 2002 y 2004-2005 se asemejan en tendencias, mucho más que con el periodo 2007-2018. Y la razón es que tanto en el periodo de 2002 como en el de 2004-2005, la línea de evolución inicia con las composiciones más diferenciadas y termina con las más básicas; mientras que en 2007-2018, el contenido en SiO_2 (asignado como índice de diferenciación) aumenta con el tiempo (Fig. 3.12).

Lo anterior es consistente con la composición mineralógica observada a lo largo de la serie. En los términos cercanos a 57-59 SiO_2 wt. % la presencia de anfíbol es común en las series 2002 y 2007-2018, y se presenta en todas sus formas (i.e 1F, 2F, 3F). Mientras que, por el menor rango composicional que abarca el grupo 2004-2005, en este, el anfíbol es menos abundante. Por el contrario, el olivino es una fase con porcentajes de volumen muy bajos. La mayor parte se encuentra en el grupo de 2004-2005, considerando la naturaleza más básica de estas rocas, pero también se observan

en los términos cercanos a 53 SiO₂ wt. % en 2002 y 2007-2009 (del periodo 2007-2018) (Fig. 3.24). Las tendencias geoquímicas de MgO y Ni-Cr vs SiO₂ (Figs. 3.6; 3.9) son coherentes con la cristalización de estas fases y, en general, describen un conjunto de rocas de composiciones relativamente homogéneas.

Aun así, el periodo 2007-2018 es químicamente diferente a sus precedentes. En elementos mayores, las diferencias más notorias están en K₂O y Al₂O₃ (Fig. 3.6). Pero también es evidente que en elementos trazas, hay algunas tendencias que se oponen a la línea de evolución principal de los diagramas bivariantes (en La, Ce, Zr, por ejemplo). O, también, que son muy poco claros, como en el caso del Nb o Yb (Fig. 3.9). Además, en la serie se distingue dos subgrupos: uno que, en general, coincide con las tendencias de los grupos anteriores (G1), pero está enriquecido en HREE; y otro, a partir de ~57 SiO₂wt. % que no presenta un patrón definido (G2).

El comportamiento variable e impredecible de los elementos en G2 todavía es materia de discusión. El empobrecimiento de REE en este grupo podría atribuirse a la cristalización fraccional de hornblenda. Según Rivera (2007), el coeficiente de partición (Kd) para las tierras raras en anfíbol, dentro de sistemas ricos en SiO₂ podría llegar a ser mayor que 10, lo que justificaría un decrecimiento relativo en estas.

Por otra parte, una solución para las diferencias en las tendencias globales de algunos elementos trazas, podría ser el porcentaje en volumen de los minerales fraccionados (por ejemplo, el olivino, que es menos abundante en 2007-2018, coincide con una pendiente suavizada en los diagramas Ni, Cr-SiO₂). O en el caso de las rocas de 2007-2018, las correlaciones negativas de Nb, La, Yb frente a sílice (Fig. 3.9), por ejemplo, a la naturaleza y componentes de la fuente (Bourdon et al., 2002).

Los cambios composicionales del periodo 2007-2018 también pueden atribuirse a variaciones en la dinámica de alimentación magmática. El volcán El Reventador se compone de al menos una cámara magmática de composición andesítica, que ubicada entre 7 y 10 km de profundidad (Ridolfi et al., 2008; Samaniego et al., 2008), experimenta constantes procesos de mezcla y cristalización fraccionada a temperaturas de entre 800 y 1000° (Ridolfi et al., 2008). Este reservorio es frecuentemente perturbado por magmas procedentes de un cuerpo magmático más profundo (~13 y ~19 km), de mayor temperatura (1165°C) y composición menos diferenciada que, además, puede variar el contenido de H₂O y volátiles (Samaniego et al., 2008).

Esta dinámica, ya observada en otros volcanes como el Monte Bezymianny, Rusia (Shcherbakov et al., 2011) permite que se mantenga el balance de calor en el reservorio somero, a la vez que reduce el contraste de viscosidad, temperatura y densidad entre ambos fundidos. De este modo, es posible la casi completa homogeneización de los productos eruptivos finales, que presentan una mineralogía casi constante a lo largo del periodo.

6.2. Procesos de Diferenciación Magmática

En cuanto a los procesos de diferenciación, los datos químicos relacionados en los diagramas de Harker presentan suaves variaciones en las tendencias. Los óxidos mayores presentan buenas correlaciones con el SiO₂ (Fig. 3.6) y se observa una pendiente normal y conservada entre LREE y HREE en los diagramas normalizados (Figs. 3.7; 3.8), lo que sugiere, que su evolución composicional se debe a un proceso de diferenciación dominado por cristalización fraccionada. Esto ya se había discutido anteriormente, cuando se encontró que tanto el episodio de 2002, como el de 2004-2005, estuvieron ambos controlados por cristalización fraccional en dos etapas, a pesar de provenir de reservorios diferentes (Samaniego et al., 2008).

6.2.1. Modelo de Cristalización Fraccional

Los resultados del modelamiento con elementos mayores indican que, teóricamente, un proceso de cristalización fraccionada es posible y se ajusta bien a la variación composicional de las rocas de El Reventador. Pero, además, confirmó la hipótesis de que dos grupos de roca existen dentro del periodo 2007-2018. Todos los modelos fueron evaluados para la serie completa, y solamente M1T (pl=56.55%, amp=27.36%, ol=8.81%, óx=5.66%, ap=1.63%) arrojó resultados válidos según el programa. Sin embargo, es el modelo que mayor error SSE presenta (0.7) y no se ajusta a la descripción mineralógica de las muestras. La misma asociación evaluada en el primer grupo (1G), presenta un mejor resultado y es, de hecho, el que menor error SEE expone en todos los modelos de G1.

A este respecto, la inclusión de apatito en la asociación del cumulado en este primer modelo se basa, primero, en la presencia de la fase en algunas láminas de 2002. Y, segundo, en la composición adaquítica definida para las rocas de El Reventador, en la que las fases accesorias teóricamente son, entre otras, apatito y zircón (Martin et al.,

2005). Por su parte, en G2, el modelo con menor error SSE es el M2G2 (amp=55.25%, pl=38.52%, óx=4.47%, cpx=1.68%, ol=0.08%).

La implicación de que diferentes cumulos reproduzcan de forma más acertada la evolución composicional del volcán El Reventador a lo largo de todo el periodo, es que exista más de un proceso de diferenciación que influya sobre la composición de los líquidos iniciales en cada grupo. Y con esto, explicar el comportamiento variable de algunos elementos trazas a partir de 57 SiO₂ wt. %.

Por su parte, los resultados del modelamiento con elementos trazas no fueron los mejores. Los diagramas multielementales mostraron significativas diferencias en la composición del magma hijo real versus el calculado, especialmente en las REE y los metales: Cr, V y Ni. En ningún modelo las muestras cayeron apropiadamente sobre la curva de cristalización Rb/Sr o Th/Y (ver Anexos V-VIII). E incluso no en todos los modelos fue posible graficar la curva Th/Y vs Y debido a que, en algunos, los cálculos indicaban un incremento en la concentración de Y con la diferenciación. El resultado era una curva con pendiente positiva que no describía de forma adecuada la variación composicional de las rocas con la evolución, de ahí que no se los incluye.

Con estos resultados, entonces, se entendería que, aunque los modelos de cristalización obtenidos con elementos mayores son válidos, a nivel de trazas ya no se reproduce el ajuste necesario para referirse a la cristalización fraccional como el proceso de diferenciación magmática principal. Sin embargo, no se descarta esa opción sin considerar las siguientes posibilidades.

El primer caso tiene que ver con un error sistemático durante el procedimiento (Cebriá y Ruiz, 1994) y se relaciona con uno de los factores claves en el modelamiento matemático de procesos petrogenéticos: los coeficientes de partición (Hernández et al., 1997). Es posible que la multiplicidad de la fuente (además parcializada por el criterio del autor) haya influido sobre los resultados. O, a su vez, que los coeficientes escogidos para modelar la cristalización, de acuerdo con la composición del vidrio, no se acomoden a la composición real del líquido magmático de El Reventador.

Y el segundo caso es que, en efecto, un proceso de cristalización fraccionada por sí solo no pueda explicar la evolución composicional del magma, especialmente en el último periodo. Para discutir el papel que otros procesos de diferenciación, además de la cristalización fraccionada, desempeñan en el proceso evolutivo de El Reventador, tres

niveles de profundidad se consideran: corteza superior, corteza media-inferior y manto profundo.

6.2.2. Procesos de Diferenciación en la Corteza

6.2.2.1. Corteza Media-Superior (<25 Km)

Se considera: cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación cortical (Ridolfi et al., 2008; Samaniego et al., 2008; Ancellin et al., 2017).

▪ CRISTALIZACIÓN FRACCIONAL

Como se mostró en el apartado anterior, el espectro fraccionado de REE, los valores de Mg# y las tendencias lineales de evolución química reconocidos en los diagramas de variación para óxidos como: MgO, Fe₂O₃, CaO y K₂O (Fig. 3.6) y elementos trazas como: Ni, Cr, Co, Sr y V sugieren que la diferenciación magmática de las rocas del volcán El Reventador está controlada principalmente por cristalización fraccionada (Rivera, 2014).

En los arcos continentales maduros, la formación de cámaras magmáticas en niveles de corteza superior es común (e.g. Mamani et al., 2013; Toselli, 2010). En estas, la cristalización fraccionada es un proceso normal, generalmente asociado a procesos de asimilación (López, 1994; DePaolo, 1981). Particularmente en El Reventador, la existencia de una cámara magmática andesítica emplazada en niveles corticales someros ya se propuso (Ridolfi et al., 2008) y en este sentido, la cristalización fraccionada es un proceso admisible.

Particularmente, las correlaciones negativas de los óxidos MgO, CaO, Al₂O₃ respecto a la sílice, se asocian con el fraccionamiento de fases minerales tempranas como olivino, piroxeno y plagioclasa. Y, específicamente, algunos elementos traza (Ni, Co, Cr), apuntan al fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno, al disminuir con la diferenciación (Anguita, 2010). En el caso del periodo 2007-2018, las pendientes menos abruptas son coherentes con la cantidad de mineral estimado en el estudio petrográfico, que es menor respecto a los periodos anteriores.

La remoción de las fases minerales antes mencionadas ponen de manifiesto el rol fundamental del fraccionamiento a baja presión en El Reventador. Algunas de las características observadas en el estudio petrográfico son consistentes con la

cristalización de asociaciones minerales en el orden clásico: ol+cpx, ol+cpx+plg, pl+cpx+opx y pl+cpx+opx+amp. La asociación mineral identificada en todas las rocas del periodo 2007-2018 está compuesta por pl+px+mag+anf±ol. Y eventualmente se identificaron minerales accesorios como el apatito, que se asociaría a los bajos contenidos de Sr y Ti (Monzier et al., 1999), sobre todo presentes en 2002.

▪ MEZCLA

Algunas peculiaridades en las tendencias químicas de las rocas que no pueden explicarse con cristalización fraccional simple en condiciones de moderada-baja presión, podrían asociarse con un proceso de mezcla de magmas relacionado a la constante inyección de magmas más primitivos hacia la cámara andesítica principal. Esto es: diferente concentración de elementos incompatibles, para iguales valores de sílice en el periodo 2007-2018, respecto a 2002 y 2004-2005; y que es especialmente evidente en G2 (Figs. 3.6; 3.9) Nótese que las diferencias en concentración en elementos como La, Rb, Th, Zr, Na (NaO) y K (K₂O) coinciden con los valores mínimos en sílice de toda la serie (y luego al inicio de G2 en 57 SiO₂ wt. %), lo que puede interpretarse como la llegada de nuevos magmas al sistema, que, además, presentan composiciones distintas en cada pulso.

Sobre todo en elementos trazas, el periodo 2007-2018 expone *trends* de evolución que no armonizan con las tendencias normales expuestas en periodos anteriores. La tendencia de correlación Nb vs SiO₂ (Fig. 3.9), por ejemplo. En principio, la pendiente negativa que se observa en el diagrama podría sugerir el fraccionamiento de fases accesorias como rutilo y esfena, en donde el Nb y otros elementos (Zr, V, Cr, Co) se muestran compatibles en líquidos de composición andesítica (Klemme et al., 2006). Sin embargo, aunque dicha afirmación se hubiere probado en el estudio petrográfico, la cantidad de minerales no necesariamente justifica una tendencia negativa. La misma sí podría justificarse con el fraccionamiento de anfíbol. No obstante, considerando que la estimación porcentual de esta fase en todos los periodos es aproximadamente la misma, esta última sería una aproximación poco realista (Bourdon et al., 2002).

El estudio petrográfico también podría apuntar a procesos de fraccionamiento, acompañados de mezcla de magmas. Asociadas a las texturas celulares, muchos fenocristales de piroxeno presentan aspecto polvoriento y corroído, sobre todo en las muestras con composiciones silíceas. La textura *sieve* en plagioclasas y piroxenos es interpretada por ciertos autores como resultado de procesos de mezcla (Nixon y Pearce,

1987). Al igual que la zonación, como la respuesta del mineral a un cambio de temperatura repentino, provocado por una recarga magmática (Streck, 2008).

Los cambios en las condiciones de temperatura o presión también se manifiestan en los cristales, en forma coronas de reacción (De Angelis et al., 2013), como las reconocidas en el anfíbol. Por último, la cristalización de clinopiroxeno en pseudomorfos de anfíbol, tal como se observa en las muestras, también es indicador de recargas máficas en la cámara, al inducir este proceso, la variación en la saturación de volátiles en el magma (Streck, 2008).

Finalmente, estudios anteriores ya propusieron un proceso de mezcla en la cámara magmática andesítica de los niveles corticales someros al mencionar que la misma se encuentra en proceso de *self-mixing* mientras es constantemente perturbada por la inyección de magmas básicos ricos en H₂O y otros volátiles (Ridolfi et al., 2008; Samaniego et al., 2008).

- ASIMILACIÓN

Como se mencionó previamente, en los bordes continentales activos es habitual que los magmas generados a profundidad se almacenen en cámaras magmáticas someras, donde sufren procesos de cristalización fraccionada y asimilación (López, 1994; DePaolo, 1981). La idea de que ambos procesos estén estrechamente relacionados se asocia con la energía térmica necesaria para desencadenar un proceso de asimilación a niveles de corteza superior. Según la teoría, dicha energía no podría provenir de un magma sobrecalentado que asciende, siendo que los magmas rara vez se encuentran sobrecalentados (Wilson, 2007), sino del calor latente de cristalización que ocurre en la cámara (López, 1994).

Lo anterior se complementa con los rasgos de desequilibrio permanente y variaciones composicionales de los cristales según Streck (2008). Los minerales zonados representan la vuelta al equilibrio de un cristal en el sistema, luego de un cambio de temperatura y/o composición del líquido coexistente. Suponiendo que el cambio de temperatura al que se le atribuyen los rasgos de desequilibrio en los minerales es en realidad resultado del calor latente de cristalización, este detalle podría significar asimilación de la roca caja en el ascenso del magma a superficie.

El grado en el que la asimilación de componentes corticales someros influye en la composición del magma también está controlado por la temperatura de fusión de las rocas encajantes. Esto es porque, como las rocas con temperaturas de fusión más bajas generalmente se concentran en la corteza superior, hipotéticamente, el porcentaje de asimilación de las mismas es más alto que en la corteza inferior (López, 1994). Vista desde la perspectiva de bloques asimilados, De Paolo (1981) también coincide con que este proceso es preferentemente relacionado con ambientes de corteza superior.

Específicamente en el arco ecuatoriano, Hidalgo et al. (2012) determinaron que la contaminación por asimilación es un proceso que sucede en los volcanes y tiene relación directa con la litología de la corteza continental. En el caso de El Reventador, un argumento que sustentaría tal idea es, por ejemplo, el valor de proporción $(La/Yb)_N$ respecto a Yb que, con un promedio igual a 17.063 (es decir entre 10 y 20), sugiere asimilación de corteza continental según (Rivera et al., 2012). Y también, los elevados valores de $^{238}U/^{230}Th$ que se identifican en las lavas del volcán, considerando que los asimilantes regionales exponen valores $U/Th=0.198$ y que el $Kd_U > Kd_{Th}$ en cortezas gruesas donde el granate está presente (Kant et al., 2019), como en la NVZ (Stern, 2004).

Además, en las lavas de El Reventador, las relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ caen sobre el rango global de arcos de islas, con valores de 0.704429 y 0.704538 y 0.512715 y 0.512756 que las asemejan a las lavas de la Zona Volcánica del Sur (Hawkesworth et al., 1993; Davidson et al., 1990) y sugieren asimilación cortical en pequeñas proporciones (Barragan y Baby, 2002).

6.2.2.2. Corteza Media-Inferior (+25-45 km)

Respecto a los procesos de diferenciación a profundidades de más de 25 km, Annen et al. (2006) concluyen que la diversidad química propia de los arcos magmáticos se adquiere preferentemente en niveles de corteza inferior. Y, aunque distinguir de forma aislada entre los procesos que ocurren en la corteza inferior y la corteza superior es muy complicado, algunas pistas que sugieren procesos más profundos se analizan a continuación.

▪ CRISTALIZACIÓN FRACCIONAL

Durante su ascenso a superficie, las rocas también pueden experimentar procesos de cristalización fraccionada y asimilación. Esta hipótesis se ha comprobado en otros volcanes como El Antisana (Bourdon et al., 2002), Sangay (Monzier et al., 1999), Cerro Galán (Thorpe et al., 1984) e incluso en volcanes de punto caliente (OIB), como la Isla Ascension (Chamberlain et al., 2019). Según López (1994), en este camino, la cristalización dominaría sobre la asimilación.

En el volcán El Reventador, un proceso de cristalización fraccional es coherente con el alto grado de fraccionamiento de los diagramas normalizados que se caracterizan por un intenso agotamiento de Y e Yb (Monzier et al., 1999). Y se respaldan con las relaciones La/Yb y Dy/Yb, previamente analizadas (Fig. 4.1) en las rocas, que indican trayectorias de fraccionamiento de anfíbol según Davidson et al. (2007). Para el caso del anfíbol, la familia 1F observada en las láminas delgadas podría asociarse con una primera generación cristalizada a mayor profundidad. Esta conclusión también se basa en los rastros de desequilibrio máximo identificados en los pseudomorfos de esta familia que sugieren que es más antigua que las demás.

▪ ASIMILACIÓN

En arcos continentales como el ecuatoriano, en donde la corteza alcanza notables espesores (> 50 km), los magmas tienden a concentrarse en cámaras magmáticas ubicadas en el límite manto-corteza. Debido a que en esta zona los magmas son menos evolucionados y más calientes, es posible que asimilen distintas cortezas. Como resultado, las rocas adquieren concentraciones anómalas en algunos elementos trazas (López, 1994), tal como se observa en las muestras de 2007-2018.

En general, en los términos menos diferenciados, las rocas de 2007-2018 están enriquecidas en elementos trazas respecto a los grupos anteriores. Además, se notan tendencias completamente diferentes a las tendencias normales en La, Ce, Nb y Zr, y luego en el subgrupo dos, mucha dispersión a partir de 57 SiO₂ wt. % en la mayoría de HREE. Para el caso del Zr, el enriquecimiento del mismo en los términos más básicos del grupo podría directamente asociarse con asimilación de material de la corteza puesto que normalmente este elemento se concentra en rocas más diferenciadas debido a su comportamiento incompatible durante el fraccionamiento de olivino (Piña et al., 2006).

La firma adakítica reconocida en las rocas de El Reventador también podría sustentar la hipótesis de asimilación de corteza inferior. Garrison y Davidson (2003) , por ejemplo, explican las peculiaridades químicas de este tipo de rocas mediante un modelo que incluye fusión parcial de la corteza y/o asimilación de la corteza inferior. Además, en su trabajo, Ancellin et al. (2017) presenta evidencias isotópicas de asimilación en rocas de la parte sur del Arco principal y la Cordillera Real. Especialmente, los bajos valores de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ se atribuyen a procesos de acumulación, fraccionamiento y asimilación de material cortical en niveles de corteza profundos. Aunque en el caso de El Reventador, la composición no radiogénica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, supondría más bien asimilación de corteza superior (Ancellin et al., 2017).

Finalmente, información isotópica proveniente de rocas con composiciones similares a las de El Reventador, como el volcán Antisana, plantea la posibilidad de asimilación en la petrogénesis del magma, por parte del basamento continental de la Cordillera Real sobre el que cual se asientan ambos volcanes (Bourdon et al., 2002).

6.2.3. Procesos Magmáticos en la Profundidad del Manto

Los indicadores de evolución que caracterizan a las rocas de El Reventador hacen muy difícil explicar la formación del magma mediante un modelo petrogenético simple. La complejidad de su composición requiere una aproximación un poco más elaborada que repasa los cuatro factores que desempeñan un rol en la generación del magma en el arco ecuatoriano. Estas son: corteza oceánica subducida, sedimentos subducidos, cuña del manto y corteza continental sobreyacente (Hidalgo et al., 2012; Bourdon et al., 2003; Johnson et al., 2009).

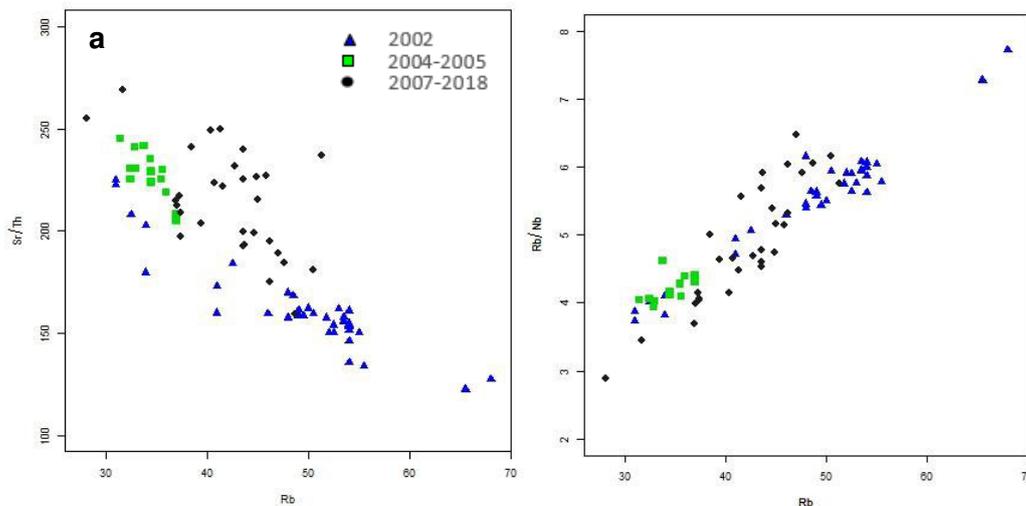
A este respecto, es ampliamente aceptado que los magmas producidos en zonas de subducción son generados en la cuña del manto empobrecido (Tatsumi et al., 1986; McCulloch y Gamble, 1991; Arculus, 1994; en Bourdon et al., 2002). Y, en estas, el metasomatismo del manto es un proceso fundamental en la generación de magmas calcocalinos (e.g. Blatter y Carmichel, 1998; Carmichael, 2002; Luhr et al., 2006; en Dávalos et al., 2016).

El proceso ocurre cuando, al subducir las diferentes componentes de la litósfera, estas sufren una serie de reacciones metamórficas que se traducen en la adición a la cuña

del manto de una fase rica en H₂O, CO₂ y elementos de alto radio iónico (K, Rb, Ba, Sr, U y Pb) (López, 1994). La liberación de esta fase es causada por la deshidratación y descarbonatación del material subductante a medida que aumenta la temperatura y presión de confinamiento (Dávalos et al., 2016). Y es por eso que se trata de un proceso específico de arcos de islas y márgenes continentales activos (López, 1994).

Cuando el fluido metasomatizante no es una fase fluida rica en elementos móviles, se asume que proviene de la fusión parcial de la corteza oceánica junto con los sedimentos que la sobreyacen (Bebout, 2014). Este fundido silíceo se diferencia por ser rico en silicatos, elementos inmóviles como el Th, el Nb y algunas LREE como el La y el Ce (Elliot et al., 1997; Rapp et al., 1999, Class et al., 2000, Elliott, 2003; Kelemen et al., 2003a; Plank, 2005; en Samaniego et al., 2010).

En el volcán El Reventador, el alto fraccionamiento de los diagramas normalizados evidencian una composición rica en elementos LIL respecto a HFSE. En principio, esto justificaría la participación de una fase acuosa en el metasomatismo, que evidente en los grupos 2002, 2004-2005 y 2007-2018 (G1). Pero también, las relaciones entre par de elementos móviles (Sr, Rb, Ba) respecto a inmóviles en fluidos acuosos pero solubles en composiciones silíceas (Nb, La, Sm, Th) (Kessel et al., 2005): Sr/Th y Rb/Nb (Fig. 6.1), un líquido silíceo. La movilización de los elementos Th y Rb que se deduce de la gráfica implica que no solo soluciones acuosas contribuyeron al metasomatismo del manto, sino también líquidos silíceos hidratados que movilizaron HFSE y HREE (Zheng y Hermann, 2014).



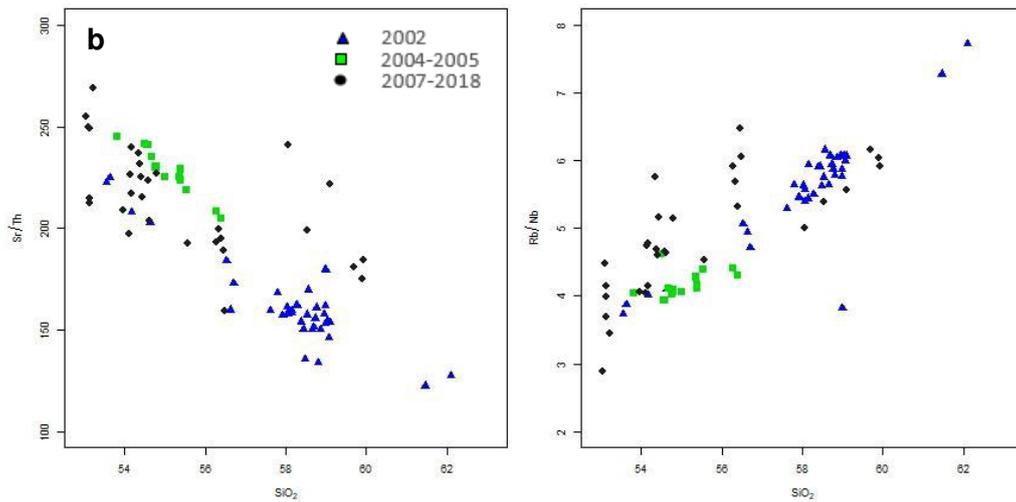


Fig. 6.1. Diagramas binarios Sr/Th y Rb/Nb vs a) Rb como índice de diferenciación. b) SiO₂ como índice de diferenciación

Lo anterior es consistente con la firma adakítica identificada en las rocas de El Reventador, que también caracteriza algunos otros volcanes ecuatorianos como el Pululahua (Andrade et al., 2014), Mojanda Fuya Fuya (Robin et al., 2009), Ilinizas (Hidalgo et al., 2007), Cayambe (Samaniego et al., 2002; 2005), y Pichincha (Bourdon et al., 2003). Sin embargo, vale mencionar que si bien varios autores han relacionado a la signatura adakítica con procesos de fusión del slab-interacción con la cuña mantélica (Bourdon et al., 2003; Samaniego et al., 2005; Hidalgo et al., 2007), también se discute el fraccionamiento a alta presión de granate o anfíbol (Bryant et al., 2006; Chiaradia et al., 2009).

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. Conclusiones

1. Entre 2002 y 2018, los productos eruptivos del volcán El Reventador exponen composiciones de tipo andesitas y andesitas basálticas con un rango de evolución en términos de contenido en sílice de ~10 wt. %, desde ~53, hasta ~63 SiO₂ wt. %. En este periodo, la continuidad observada en las tendencias geoquímicas, especialmente para elementos mayores, sugieren tres trenes de diferenciación independientes que se representan como los periodos eruptivos de 2002, 2004-2005 y 2007-2018.
2. Los periodos 2002 y 2004-2005 presentan características y tendencias de evolución temporal similares, caracterizadas por el decrecimiento en el porcentaje de sílice con el tiempo; mientras que contrastan con la evolución temporal de 2007-2018, que conforma una proporcional al incremento de sílice y difiere de sus precedentes, también, en las tendencias geoquímicas de K₂O, Na₂O y en la mayoría de los elementos trazas. Se destacan algunas tendencias inusuales para los elementos La, Nb y Zr.
3. En el periodo 2007-2018, dos subgrupos composicionales se identificaron entre ~53 - 57 SiO₂ wt. % (G1) y ~57 - 60 SiO₂ wt. % (G2). El primero sigue tendencias de evolución definidas y caracterizadas por el enriquecimiento en REE respecto al resto de periodos; y el segundo, más bien patrones desordenados en el que las muestras presentan menores concentraciones de los mismos elementos.
4. El análisis de rocas en muestras de lámina delgada sugiere que la composición mineralógica del volcán es relativamente homogénea a lo largo del periodo 2007-2018 y está definida por una asociación mineral común compuesta por: ol+cpx+pl+amp+óx. En los términos cercanos a ~53 SiO₂ wt. %, el olivino es más numeroso mientras que, en los términos cercanos a ~63 SiO₂ wt. % el porcentaje en volumen de anfíbol predomina. La plagioclasa es la fase más abundante en todas las muestras.
5. Al menos dos familias de cristales se identificaron en el estudio petrográfico de las muestras del volcán El Reventador en los fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La primera se asocia con estados de desequilibrio e inestabilidad permanente y la segunda con condiciones de estabilidad post shock térmico/composicional.

6. Las características químicas y petrográficas de las rocas del volcán El Reventador durante el periodo 2002-2018 respaldan un proceso de cristalización fraccionada como el principal mecanismo de diferenciación magmática. Sin embargo, en su totalidad, ningún modelo geoquímico de los aquí propuestos reproduce de manera efectiva la evolución composicional de las mismas, por cristalización fraccionada. Con elementos mayores, el modelamiento arrojó resultados válidos en los 8 modelos (a excepción de M1T), con valores de parámetro r^2 igual a 0.99 y errores SSE entre 0.1 y 0.3. No obstante, el modelamiento con elementos trazas a través de la ecuación de cristalización de Rayleigh, no logro reproducir el ajuste esperado para el mismo proceso en ningún modelo.
7. Dos propuestas se plantean para explicar el mal ajuste de los modelos a un proceso de cristalización fraccionada con elementos trazas: 1) coeficientes de partición (Kd_s) inadecuados para representar la composición del volcán o procesos de mezcla o asimilación con sus respectivos parámetros asociados a la cristalización que no han sido tomados en cuenta en la modelización.
8. Los modelos que mejor describen la variación composicional del magma de El Reventador en todo el periodo 2007-2018 sugieren cumulos con composiciones ricas en plagioclasa y anfíbol, de acuerdo con las asociaciones minerales: ol+pl+ap+amp+óx (G1) y ol+pl+cpx+amp+óx (G2). Y se cumple para elementos mayores y trazas.
9. Además de cristalización fraccionada, otros procesos de diferenciación a niveles corticales se discuten para explicar la evolución composicional del magma durante el periodo 2002-2018. La mezcla de magmas se respalda en los rasgos de desequilibrio observados en los cristales y, específicamente en el periodo 2007-2018, en las diferencias en concentración de elementos incompatibles para iguales valores de sílice. Y la asimilación, sobre todo, en estudios previos acerca del rol que el mecanismo juega en la composición de los volcanes del Ecuador.
10. Una particularidad de la composición del volcán El Reventador es que presenta composiciones afines a volcanes del Arco Principal ecuatoriano, incluyendo la firma adakítica característica, a pesar de su ubicación geográfica en el Trasarco.

7.2. Recomendaciones

1. Para el modelamiento geoquímico, reconsiderar el valor de los coeficientes de distribución para líquidos dacíticos o calcularlos experimentalmente para muestras de roca del volcán El Reventador, contemplando: composición del líquido y composición de las principales fases minerales susceptibles a fraccionar.
2. Generar nuevos datos de microsonda electrónica para muestras de roca recientes con el objetivo de mejorar las predicciones de los modelos considerando un rango de composiciones minerales más amplio.
3. Para caracterizar la fuente magmática y mecanismos de diferenciación magmática con mayor certeza, complementar el estudio geoquímico y petrográfica con análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb.
4. Aplicar geotermómetros y geobarómetros para conocer las condiciones de formación del magma.

REFERENCIAS

- Aguilera, E., E. Almeida, W. Balseca, F. Barberi, F. Innocenti, M. Coltelli, and G. Pasquare (1988), El Reventador: An active volcano in the subAndean zone of Ecuador, *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43, 853–875
- Almeida, E., Cruz, M., 1986. Estudio geológico del volcán El Reventador. INECEL, Quito, p. 43
- Almeida, M., Gaunt, E., & Ramon, P. (2019). Ecuador's El Reventador Volcano Continually Remakes Itself. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 100. <https://doi.org/10.1029/2019EO117105>
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F., & Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador: EASTERN LIMIT OF THE NORTH ANDEAN SLIVER. *Tectonics*, 35(5), 1048–1065. <https://doi.org/10.1002/2016TC004117>
- Alvarado, A., Ruiz, M., Mothes, P., Yepes, H., Segovia, M., Vaca, M., Ramos, C., Enríquez, W., Ponce, G., Jarrín, P., Aguilar, J., Acero, W., Vaca, S., Singaicho, J. C., Pacheco, D., & Córdova, A. (2018). Seismic, Volcanic, and Geodetic Networks in Ecuador: Building Capacity for Monitoring and Research. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 432–439. <https://doi.org/10.1785/0220170229>
- Ancellin, M.-A., Samaniego, P., Vlastélic, I., Nauret, F., Gannoun, A., & Hidalgo, S. (2017). Across-arc versus along-arc Sr-Nd-Pb isotope variations in the Ecuadorian volcanic arc: ALONG-ARC ECUADOR. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3), 1163–1188. <https://doi.org/10.1002/2016GC006679>
- Andrade, S. D., Martin, H., & Monzier, M. (2014). Restricciones y un Posible Modelo Para la Génesis de los Magmas del Volcán Pululahua (Ecuador). *Revista Politécnica*, 33(1), Article 1. Available at <https://revistapolitecnica.epn.edu.ec/ojs2/index.php/revista_politecnica2/article/view/95>
- Anguita, N. (2010). *Petrogénesis de Diques Lamprofídicos Postectónicos y su Relación con el Magmatismo Shoshonítico Cretácico de la Formación Barros Arana y el Complejo de la Pera, Magallanes, XII Región, Chile*. (Tesis de grado, Universidad de Chile). Repositorio Académico de la Universidad de Chile <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103797>

- Annen, C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). The Genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Arculus, R. J. (1994). Aspects of magma genesis in arcs. *Lithos* 33 (1-3), 189-208.
- Arnold, D. W. D., Biggs, J., Anderson, K., Vargas, S. V., Wadge, G., Ebmeier, S. K., Naranjo, M. F., & Mothes, P. (2017). Decaying Lava Extrusion Rate at El Reventador Volcano, Ecuador, Measured Using High-Resolution Satellite Radar. *Journal of Geophysical Research*, 23.
- Arnold, D. W. D., Biggs, J., Dietterich, H. R., Vallejo Vargas, S., Wadge, G., & Mothes, P. (2019). Lava flow morphology at an erupting andesitic stratovolcano: A satellite perspective on El Reventador, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14.
- Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1), 187–204. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)
- Baby, P., ed., Rivadeneira, M., ed., Barragan, R., & ed. (2014). *La cuenca oriente: Geología y petróleo* (3rd ed., Vol. 144).
- Baier, J., Audétat, A., & Keppler, H. (2008). The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1–2), 290–300. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.032>
- Barragan, R., & Baby, P. (2002). *Volcanogenic Evidences Of The North Andean Tectonic Segivietation: Volcanoes Sumaco and El Reventador, Ecuadorian Subandean Zone*. 7. Available at <https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers16-05/010047920.pdf>
- Barragan, R., Baby, P., & Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(3–4), 670–690. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.016>
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., Eissen, J.P. (2001). Mio–Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 561–570.
- Bebout, G. (2014). 4.20—Chemical and Isotopic Cycling in Subduction Zones. In *Treatise Geochem* (Vol. 4, pp. 703–747). <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00322-3>
- Bethoux, N., Segovia, M., Alvarez, V., Collot, J.-Y., Charvis, P., Gailler, A., & Monfret, T. (2011). Seismological study of the central Ecuadorian margin: Evidence of upper

- plate deformation. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1), 139–152.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.08.001>
- Blatter, D.L., Carmichael, I.S.E., 1998, Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle: *Geology*, 26(11), 1035-1038.
- Bonechi, B., Perinelli, C., Gaeta, M., Tecchiato, V., & Granati, S. F. (2017). Experimental constraints on amphibole stability in primitive alkaline and calc-alkaline magmas. *Periodico Di Mineralogia*, 86(3). <https://doi.org/10.2451/2017PM735>
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Gutscher, M.-A., Monzier, M., Hall, M. L., & Cotten, J. (2003). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: The Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3–4), 123–138.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01024-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01024-5)
- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., & Hall, M. L. (2002). *Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism Beneath the Andean Northern Volcanic Zone*. 43(2), 19.
- Bourquin, J. (2011). Mapa de amenaza volcánica de El Reventador. Marco de cooperación IG-EPN-IRD-CERG. Escala 1:50.000. Quito, Pichincha, Ecuador: IG-EPN-IRD-CERG
- Bowen, N. L. (1922). The Reaction Principle in Petrogenesis. *The Journal of Geology*, 30(3), 177–198.
- Bulot, L. Robert, E. Jaillarrd, E. y Kennedy W. K. (2007). The Albian Ammonite Successions of the Subandean Zone of Ecuador. En Diaz-Martinez, E., 2007 (Ed). *4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America*. 4th ed. Madrid: Instituto Geologico y Minero España.
- Bryant, C. J., Arculus, R. J., & Chappell, B. W. (1997). Clarence River Supersuite: 250 Ma Cordilleran Tonalitic I-type Intrusions in Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 38(8), 975–1001. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.975>
- Bryant, J. A., Yogodzinski, G. M., Hall, M. L., Lewicki, J. L., & Bailey, D. G. (2006). Geochemical Constraints on the Origin of Volcanic Rocks from the Andean Northern Volcanic Zone, Ecuador. *Journal of Petrology*, 47(6), 1147–1175.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egl006>
- Buckley, V. J. E., Sparks, R. S. J., & Wood, B. J. (2006). Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(2), 121–140.
<https://doi.org/10.1007/s00410-005-0060-5>
- Cabero, M. T., Mecoleta, S., & López-Moro, F. J. (2012). OPTIMASBA: A Microsoft Excel workbook to optimise the mass-balance modelling applied to magmatic

- differentiation processes and subsolidus overprints. *Computers & Geosciences*, 42, 206–211. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.10.013>
- Carmichael, I. S. E. (2002). The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 641-663.
- Cawthorn, R. G., & O'Hara, M. J. (1976). Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *American Journal of Science*, 276(3), 309–329. <https://doi.org/10.2475/ajs.276.3.309>
- Cebriá, J. M., & Ruiz, J. L. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de diferenciación por cristalización. *Estudios Geológicos*, 50(5–6), 309–322. <https://doi.org/10.3989/egeol.94505-6325>
- Chamberlain, K. J., Barclay, J., Preece, K. J., Brown, R. J., & Davidson, J. P. (2019). Lower Crustal Heterogeneity and Fractional Crystallization Control Evolution of Small-volume Magma Batches at Ocean Island Volcanoes (Ascension Island, South Atlantic). *Journal of Petrology*, 60(8), 1489–1522. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz037>
- Chiaradia, M., Müntener, O., Beate, B., & Fontignie, D. (2009). Adakite-like volcanism of Ecuador: Lower crust magmatic evolution and recycling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(5), 563–588. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0397-2>
- Class C, Miller DM, Goldstein SL, Langmuir CH (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochem Geophys Geosyst* 1:1004. doi:10.1029/1999GC000010
- Cisterna, C. E., Medina, M. E., & Fernandez-Turiel, J. L. (2004). Evidencias de procesos de fraccionamiento y mezcla de magmas en el Complejo Intrusivo Las Angosturas, Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1), 45–56.
- Collot, J.-Y., Sanclemente, E., Nocquet, J.-M., Leprêtre, A., Ribodetti, A., Jarrin, P., Chlieh, M., Graindorge, D., & Charvis, P. (2017). Subducted oceanic relief locks the shallow megathrust in central Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(5), 3286–3305. <https://doi.org/10.1002/2016JB013849>
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., & Brousse, R. (1995). Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: Evidence from French Polynesia. *Chemical Geology*, 119(1), 115–138. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00102-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E)

- Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Dávalos, M. G., Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., Cervantes de la Cruz, K. E., Dávalos-Elizondo, M. G., Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., & Cervantes de la Cruz, K. E. (2016). Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: Evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(1), 81–104.
- Davidson, J., Mcmillan, N., Moor bath, S., Wörner, G., Harmon, R., & Lopez-Escobar, L. (1990). The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 412–432. <https://doi.org/10.1007/BF00286829>
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., & Dosseto, A. (2007). Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35(9), 787. <https://doi.org/10.1130/G23637A.1>
- De Angelis, S. H., Larsen, J., & Coombs, M. (2013). Pre-eruptive Magmatic Conditions at Augustine Volcano, Alaska, 2006: Evidence from Amphibole Geochemistry and Textures. *Journal of Petrology*, 54(9), 1939–1961. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt037>
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294), 662–665. <https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Delpit, S., Le Pennec, L., Samaniego, P., Hidalgo, S., & Robin, C. (2008). *Dynamics of the November 3, 2002 eruption of El Reventador volcano, Ecuador: Insights from the morphology of ash particles*. 4.
- DePaolo, D. J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2), 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., & Dart, R. L. (2003). *Database and Map of Quaternary Faults and Folds in Ecuador and its Offshore Region*. Available at <https://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-289/ofr-03-289.html#_Toc449427353>
- Elliott, T. R. (2003). Tracer of the slab. In: Eiler J (ed) *Inside the subduction factory. Geophysical monograph*, vol 138. American Geophysical Union, Washington, pp 23–45.
- Elliott T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *J Geophys Res* 102:14991–15019.

- Fischer, T., & Marty, B. (2005). Volatiles in the sub-arc mantle: Insights from volcanic and hydrothermal gas emissions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *140*, 205–216.
- Gailler, A., Charvis, P., & Flueh, E. R. (2007). Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth and Planetary Science Letters*, *260*(3–4), 444–464. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.045>
- Gálarraga, M. e Iglesias, J. (2019) *Estudio geoquímico y petrológico del volcán Altar*. (Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional). Repositorio Digital Institucional de la Escuela Politécnica Nacional <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/20564>
- Garrison, J. M., & Davidson, J. P. (2003). *Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes*. 5.
- Green, T. H. (1980). Island arc and continent-building magmatism—A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, *63*(1), 367–385. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90121-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90121-3)
- Green, T. H., & Pearson, N. J. (1986). Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature. *Chemical Geology*, *55*(1–2), 105–119. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90131-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90131-2)
- Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G., & Fels, J.-F. (2001). Seismological evidence on the geometry of the Orogenic System in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, *28*(19), 3749–3752. <https://doi.org/10.1029/2001GL013257>
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, *168*(3–4), 255–270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)
- Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *176*(1), 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012>
- Hall, M., Ramón, P., Mothes, P., LePennec, J. L., García, A., Samaniego, P., & Yepes, H. (2004). Volcanic eruptions with little warning: The case of Volcán El Reventador's Surprise November 3, 2002 Eruption, Ecuador. *Revista Geológica de Chile*, *31*(2). <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200010>
- Hall, M., 2000. *Los terremotos del Ecuador del 5 de marzo de 1987*. 1th ed. ES. Quito, Ecuador.: Escuela Politécnica Nacional, Agencia de los Estados Unidos para el

- Desarrollo Internacional (USAID), Corporación Editora Nacional, vol.09 pp.19-22. ISBN: 997-889-2363.
- Hall, M. (1977). *El volcanismo en el Ecuador*. I.P.G.H., Sección Nacional del Ecuador.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J., McDermott, F. (1993). Mantle and Slab contributions in arc magmas. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 21, 175-204
- Hawkesworth, C. J., Hammill, A. R., Gledhill, P. v. C. & Rogers, G. (1982). Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 58, 240-254.
- Hernández, M. del S., Tolson, G., & Solís-Pichardo, G. (1997). Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos PARTE I. *GEOS*, 17, 14–22.
- Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P., & Bourdon, E. (2012). Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. *Lithos*, 132–133, 180–192. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.019>
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2007). Adakitic magmas in the Ecuadorian Volcanic Front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(4), 366–392. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.007>
- Hoffer, G., Eissen, J.-P., Beate, B., Bourdon, E., Fornari, M., & Cotten, J. (2008). Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 107–118. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.05.023>
- Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1–4), 29–48. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00205-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00205-0)
- Instituto Ecuatoriano de Electrificación (1988). Estudio Vulcanológico de “El Reventador”. Quito: INECEL.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2007). Informe Especial Volcán El Reventador 24 de marzo del 2007 (Informe No. 01). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepn.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2008). Informe Especial No. 001 Volcán El Reventador (Informe No. 01). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepn.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.

- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2009). Informe Especial No. 005 Volcán El Reventador (Informe No. 05). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2010). Informe de Sobrevuelo Reventador, abril de 2010, IG-EPN, 2010 (Informe No. 01). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2011). Informe Especial No. 001 Volcán El Reventador (Informe No. 01). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2018). Informe Anual Volcán El Reventador (Informe No. 01). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2020). Informe Especial No. 001 Volcán El Reventador (Informe No. 01). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2020). Informativo No. 007 Volcán Reventador (Informe No. 07). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2020). Informe Diario del Estado del Volcán El Reventador No. 2020-276 (Informe No. 276). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2021). Informe Infografía 04-05-2021 Volcán El Reventador (Informe No. 02). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2021). Informe Diario No. 2021-136 Volcán El Reventador (Informe No. 136). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional (2021). Informativo al Instante No. 2021-001, IG-EPN, 2021 (Informe No. 2021-001). Quito, Ecuador. Disponible en <<https://www.igepon.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.
- Instituto Geofísico - Escuela Politécnica Nacional (2021) Informe Diario No 2021-207, IG.EPN, 2021. Disponible en <<https://informes.igepon.edu.ec/igepon-registro-web/pages/public/InformeGenerado.jsf?directorio=24319&fbclid=IwAR3HrDjGaNecZVaqEqBa4oPodAGQGQml03VBisjeWTRsd-ZIU-qnBVTvzjY>>.
- 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>

- Johnson, E. R., Wallace, P. J., Delgado Granados, H., Manea, V. C., Kent, A. J. R., Bindeman, I. N., & Donegan, C. S. (2009). Subduction-related Volatile Recycling and Magma Generation beneath Central Mexico: Insights from Melt Inclusions, Oxygen Isotopes and Geodynamic Models. *Journal of Petrology*, *50*(9), 1729–1764. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp051>
- Johnson, J. B., Lees, J. M., & Yepes, H. (2006). Volcanic eruptions, lightning, and a waterfall: Differentiating the menagerie of infrasound in the Ecuadorian jungle. *Geophysical Research Letters*, *33*(6). <https://doi.org/10.1029/2005GL025515>
- Kant, L., Sims, K., Garrson, J., Yogodzinski, G., Scott, S., Hall, P., & Hall, M. L. (2019). Origin of low U/Th lavas at El Reventador Volcano, Ecuador. *Northern Andean Volcanism*, *1*. https://www.researchgate.net/publication/336591496_Origin_of_low_UTh_lavas_at_El_Reventador_Volcano_Ecuador
- Kelemen, P. B., Shimizu, N., & Dunn, T. (1993). Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: Partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, *120*(3–4), 111–134. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90234-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90234-Z)
- Kelemen, P. B., Hanghøj, K., Greene, A. R. (2003a). One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: *Rudnick RL* (ed). The crust, vol 3. Holland HD, Turekian KK (eds). Treatise on geochemistry, Elsevier-Pergamon, Oxford, pp 593–659.
- Kessel, R., Schmidt, M. W., Ulmer, P., & Pettke, T. (2005). Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth. *Nature*, *437*(7059), 724–727. <https://doi.org/10.1038/nature03971>
- Klemme, S., Günther, D., Hametner, K., Prowatke, S., & Zack, T. (2006). The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. *Chemical Geology*, *234*(3–4), 251–263. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.005>
- Lasso, G. (2009). *GUIÓN TURÍSTICO DE LA RESERVA ECOLÓGICA CAYAMBE*. <https://documents.ec/document/parque-nacional-cayambe-coca.html>
- Le Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, *27*(3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Lees, J. M., Johnson, J. B., Ruiz, M., Troncoso, L., & Welsh, M. (2008). Reventador Volcano 2005: Eruptive activity inferred from seismo-acoustic observation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *12*.

- Litherland, M., Aspden, J. A. & Egüez, A. (1993). Mapa Geológico de la República del Ecuador, 1/1.000.000e. Quito: CODIGEM and British Geological Survey.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.011>
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. D. (1978). *Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin*. 20.
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system. *APG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 62(12), 2454-2477.
- López, J. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de mezcla. *Estudios geológicos*, 50(5), 323–344.
- Luhr, J.F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Kysar, G. (2006), México's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database: *Geological Society of America Special Paper*, 402, 1-44.
- Mamani, M. I., Rodríguez Mejía, R., Acosta Pereira, H., Jaimes Salcedo, F., Navarro Colque, P. A., & Carlotto Caillaux, V. S. (2013). Características litológicas y geoquímicas mas resaltantes de los arcos magmáticos del Perú desde el Ordovícico. *Repositorio Institucional INGEMMET*, 107, 1–5.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.-F., & Champion, D. (2005). An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2), 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- Maydagán, L., Franchini, M., Sato, A., Llambías, E., & Pons, J. (2011, January 1). LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL MIOCENO TEMPRANO EN LA REGIÓN DE ALTAR (31°29'S-70°28'O), CORDILLERA PRINCIPAL DE SAN JUAN, ARGENTINA. *Actas XVIII Congreso Geológico Argentino*. Geología: Un puente entre la naturaleza y el hombre, Neuquén, Argentina.
- Melekhova, E., Blundy, J., Martin, R., Arculus, R., & Pichavant, M. (2017). Petrological and experimental evidence for differentiation of water-rich magmas beneath St. Kitts, Lesser Antilles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 172(11), 98. <https://doi.org/10.1007/s00410-017-1416-3>
- McCulloch, M.T. & Gamble, J. A. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358-374
- Monzier, M., Robin, C., Hall, M. L., Cotten, J., & Samaniego, P. (1999). *Geochemistry and tectonics at the southern termination of the northern volcanic zone (Riobamba volcanoes, Ecuador): Preliminary results*.

- Monzier, M., Robin, C., Hall, M.L., Cotten, J., Mothes, P., Eissen, J.-P., Samaniego, P., (1997). Les adakites d'Equateur: modèle préliminaire. *C. R. Acad. Sci. Paris* 324, 545-552
- Morales Rivera, A. M., Amelung, F., & Mothes, P. (2016). Volcano deformation survey over the Northern and Central Andes with ALOS InSAR time series: DEFORMATION SURVEY OVER THE ANDES. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(7), 2869–2883. <https://doi.org/10.1002/2016GC006393>
- Nakamura, Y., Latham, G., Lamlein, D., Ewing, M., Duennebier, F., & Dorman, J. (1974). Deep lunar interior inferred from recent seismic data. *Geophysical Research Letters*, 1(3), 137–140. <https://doi.org/10.1029/GL001i003p00137>
- Naranjo, M. F., Ebmeier, S. K., Vallejo, S., Ramón, P., Mothes, P., Biggs, J., & Herrera, F. (2016). Mapping and measuring lava volumes from 2002 to 2009 at El Reventador Volcano, Ecuador, from field measurements and satellite remote sensing. *Journal of Applied Volcanology*, 5(1), 8. <https://doi.org/10.1186/s13617-016-0048-z>
- Naranjo, M. (2013) *Estudio petro-geoquímico y cronológico de los flujos de lava emitidos por el volcán El Reventador entre 2002 y 2009*. (Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional). Repositorio Digital Institucional de la Escuela Politécnica Nacional <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/6443>
- Narvaez, D. F., Rose-Koga, E. F., Samaniego, P., Koga, K. T., & Hidalgo, S. (2018). Constraining magma sources using primitive olivine-hosted melt inclusions from Puñalica and Sangay volcanoes (Ecuador). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(10), 80. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1508-8>
- Nixon, G., & Pearce, T. H. (1987). Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl Volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72, 1144–1162.
- Nieto, A. S. (1991) General Geology of Northeastern Ecuador. In: Schuster, R. and Egred, J. (Ed) *The March 5, 1987, Ecuador earthquakes*. Washington, D.C. (págs. 23-28). National Academy Press.
- Nocquet, J.-M, Mothes, P., Villegas Lanza, J., Chlieh, M., Jarrin, P., Vallée, M., Tavera, H., Ruiz, G., Regnier, M., & Rolandone, F. (2010). New GPS velocity field in the northern Andes (Peru - Ecuador - Colombia): Heterogeneous locking along the subduction, northeastwards motion of the Northern Andes. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y.,

- Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J. M., Martínez, W., Tavera, H., & Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287–291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>
- Ortiz, H. D., Johnson, J. B., Anzieta, J. C., Matoza, R. S., Anderson, J., Vallejo Vargas, S., Cordova, J., Ruiz, M. C., Naranjo, M. F., Ramon, P., & Hernandez, S. (2019). Overview of Reventador infrasound activity: From January 2015 to June 2019. *AGU Fall Meeting Abstracts*, 44. Available at <<http://adsabs.harvard.edu/abs/2019AGUFM.V44B..06O>>
- Ortiz, H. D., Matoza, R. S., Johnson, J. B., Hernandez, S., Anzieta, J. C., & Ruiz, M. C. (2021). Autocorrelation Infrasound Interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(4). <https://doi.org/10.1029/2020JB020513>
- Paz y Miño, L. T. (1931). *La exploración al Reventador*. Imprenta nacional.
- Pearson, D. G., Canil, D., & Shirey, S. B. (2014). 3.5 - Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. In H. D. Holland & K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry (Second Edition)* (pp. 169–253). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00216-3>
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753–10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>
- Philpotts, A., & Ague, J. (2009). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511813429
- Piña, R., Lunar, R., Gervilla, F., & Ortega, L. (2006). Geoquímica de elementos mayores y traza de las rocas ígneas asociadas a la mineralización de Ni-Cu-EGP de Aguablanca (Badajoz). *Metallogenesis of the Aguablanca Ni-Cu-PGE ore deposit (SW Spain)*, 6, 3.
- Plank, T. (2005). Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *Journal of Petrology*, 46. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi005>
- Ponce, A., & Zuñiga, S. (2005). *Volcán El Reventador: Una comunidad campesina conviviendo con el Volcán El Reventador*. Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo.

- Ramón, P., Vallejo-Vargas, S., Mothes, P., Andrade, D., Yepes, H., Hidalgo, S., & Santamaría, S. (2021). *Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional, el Servicio Sismológico y Volcanológico Ecuatoriano*. 4, 10. In press, uncorrected proof.
- Ramon, P. (s. f.) Volcán El Reventador: Breve Resumen de su Historia, Geología, Actividad Eruptiva, Peligros Potenciales Asociados. *IG-EPN*, Quito. Available at <<https://www.igepn.edu.ec/publicaciones-para-la-comunidad/comunidad-espanol/29-triptico-el-reventador-historia-peligros-y-sistema-de-monitoreo/file>>
- Ramon, P., & Vallejo Vargas, S. (2012, November 1). *Cities on Volcanoes 7 Growth And Evolution Of A Scoria Cone And Dome Inside The Reventador Volcano Crater. 2010-2011*.
- Rapp RP, Shimizu N, Norman MD, Applegate GS (1999) Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem Geol* 160:335–356
- Rayleigh J. W. S. (1896) Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42, 493–593.
- Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., & Toulkeridis, T. (2008). The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.003>
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Rivadeneira, F., Segovia, M., Alvarado, A., Egred, J., Troncoso, L., Vaca S. y Yepes, H. (2007): Serie: El riesgo sísmico en el Ecuador No. 01. Breves fundamentos sobre los terremotos en el Ecuador. *Corporación Editora Nacional, Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional*. Quito. ISBN: 978-9978-84-460-1.
- Rivera, H. (2007). Introducción a la geoquímica general y aplicada. *Universidad Nacional Mayor de San Marcos*. 2ª Edición, Lima, Perú.
- Rivera, H. (2014). *Caracterización geoquímica intrusivos Perú.pdf*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos; Tesis de grado. http://cybertesis.unmsm.edu.pe/bitstream/handle/cybertesis/7328/Rivera_mh.pdf?sequence=1&isAllowed=y

- Rivera, H. Chira F, J., Chacón A, N., Medina S, R., Sánchez LL, J., & Bravo Ch, C. (2012). Análisis correlacional y caracterización litogeoquímica de los volcánicos Toquepala y Barroso en el sur del Perú. *Rev. del Instituto de Investigación (RIIGEO), FIGMMG-UNMSM, Vol. 15, N.º 29*, 17–30.
- Robin, C., Eissen, J.-P., Samaniego, P., Martin, H., Hall, M. L., & Cotten, J. (2009). Evolution of the late Pleistocene Mojanda–Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. *Bull. Volcanol.*, *71*, 233–258. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0219-9>
- Rodríguez, G., & Bermúdez, J. G. (2015). Petrography, geochemistry and age of Cerro Frontino Gabro. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, *38*, 25–40. <https://doi.org/10.15446/rbct.n38.46053>
- Sallarès, V., & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, *214*(3–4), 545–559. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00373-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00373-X)
- Samaniego, P., Eissen, J.-P., Le Pennec, J.-L., Robin, C., Hall, M. L., Mothes, P., Chavrit, D., & Cotten, J. (2008). Pre-eruptive physical conditions of El Reventador volcano (Ecuador) inferred from the petrology of the 2002 and 2004–05 eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *176*(1), 82–93. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.004>
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J.-P., & Cotten, J. (2005). Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, *46*(11), 2225–2252. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi053>
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., Monzier, M., (2002). Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology* *30*, 967–970.
- Samaniego, P., Robin, C., Chazot, G., Bourdon, E., & Cotten, J. (2010). Evolving metasomatic agent in the Northern Andean subduction zone, deduced from magma composition of the long-lived Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *160*(2), 239–260. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0475-5>
- Santamaría, S. (2017). *Catálogo de eventos volcánicos ocurridos en el Ecuador continental desde el Plioceno y análisis de la frecuencia eruptiva*. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.10502.37440>
- Shcherbakov, V., Plechov, P., Izbekov, P., & Shipman, J. (2011). Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka.

- Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 83–99.
<https://doi.org/10.1007/s00410-010-0584-1>
- Smithsonian Institution | Global Volcanism Program. 2021. *Global Volcanism Program / Reventador*. [online] Available at: <<https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=352010>> [Accessed 18 May 2021].
- Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57–73. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00225-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00225-4)
- Staller, A., Álvarez-Gómez, J., Luna, M., Bejar, M., Gaspar-Escribano, J., & Martínez-Cuevas, S. (2018). Crustal motion and deformation in Ecuador from cGNSS time series. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 94–109. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.014>
- Stern, C. R., Futa, K. Muehlenbachs, K. (1984). Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes. In: R.S. Harmon, B.A. Barreiro (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Nantwich: Shiva Publishing, Cheshire, 1984, pp. 31-46.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161–206. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- Streck, M. J. (2008). Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 595–622. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.15>
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., Ortiz, A., Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., & Ortiz, A. (2015). Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: Ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 32(3), 433–454.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbitt, R. W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29, 293-309.

- Thorpe, R. S., Francis, P. W., Hammill, M., Baker, M.C.W. (1982) The Andes, in: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites and Related Rocks*: New York: John Wiley and Sons, Chichester, pp. 187-205.
- Tibaldi, A. (2005). Volcanism in compressional tectonic settings: Is it possible? *Geophysical Research Letters*, 32(6), L06309. <https://doi.org/10.1029/2004GL021798>
- Toro, J., & Jaillard, E. (2005). Provenance of the Upper Cretaceous to Upper Eocene Clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador. *Tectonophysics*, 399, 279–292. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.026>
- Toselli, A., (2010). *Elementos basicos de petrología ignea*. San Miguel de Tucumán: INSUGEO.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora-Paez, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157–171.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. In S. M. Kay, V. A. Ramos, & W. R. Dickinson, *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(09\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(09))
- Vallejo, S., Hernandez, S., Hidalgo, S., Vásconez, F., Battaglia, J., Córdova, J., & Proaño. (2019). *Thermal imaging, seismo-acoustic signals and SO2 degasification following a partial summit collapse at El Reventador volcano, Ecuador*. 1.
- Vallejo, S., Kelfoun, K., Diefenbach, A., Ramon, P., Vásconez, F., Naranjo, F., & Pino, G. (2015). *Numerical simulations of lava flows. A calibration from thermal images of lava emplacement at El Reventador volcano*. Geological Society, London, Special Publications. <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/SP426.8>
- Vallejo, S., Naranjo Hidalgo, M., Ramon, P., Kelfoun, K., Chevrel, M., & Almeida, M. (2018, September 1). *Characterization of lava flows from an andesitic volcano as input data for numerical flow simulations, case El Reventador volcano (Ecuador)*. *Cities on Volcanoes* 10.
- Vallejo, S., Ramon, P., Naranjo, F., Kelfoun, K., Samaniego, P., & Diefenbach, A. (2016). *Eruptive activity of El Reventador volcano (Ecuador) between 2002 -2014*. Instituto Geofísico-Escuela Politécnica Nacional. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0377027308001005>

- Vallejo, S., Diefenbach A., Kelfoun K., Ramón P., Samaniego P., Coppola D., Arnorld D. Chronology of the long-term eruptive activity of El Reventador volcano (Ecuador) and the volume estimation variation of the morphological changes (In Prep.).
- Verma, S. (1999). Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 151–171. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00086-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00086-4)
- Verma, S., & Velasco-Tapia, F. (2001). Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: Análisis de información y perspectivas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, ISSN 1026-8774, Vol. 18, Nº. 1, 2001, Pags. 1-36, 18.
- Vernon, R. (2004). A Practical Guide to Rock Microstructure. *The Press Syndicate of the University of Cambridge*, 11. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511807206>
- Wallace, P. J. (2005). Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(1–3), 217–240. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.023>
- Wang, C., Jianchao, L., Haidong, Z., Jiakun, G., Zhixuan, X., & Haoran, W. (2019). Mineralogical features and petrogenetic significance of the clinopyroxene and hornblende of the Wuhaolai mafic complex in northern North China Craton, Inner Mongolia. *Earth Sciences Research Journal*, 23(2), 133–146. <https://doi.org/10.15446/esrj.v23n2.66316>
- Whitney, D., & Evans, B. (2010). Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, B., 2007. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. 2nd ed. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (Pearson new international ed., 2nd ed). Pearson. Winter, J. D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology BY J D Winter*. Prentice Hall. https://www.academia.edu/5256563/An_Introduction_to_Igneous_and_Metamorphic_Petrology_BY_J_D_Winter
- Winter, J., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Winter, L. S., Tosdal, R. M., Mortensen, J. K., & Franklin, J. M. (2010). Volcanic Stratigraphy and Geochronology of the Cretaceous Lancones Basin, Northwestern Peru: Position and Timing of Giant VMS Deposits. *Economic Geology*, 105(4), 713–742. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.713>

- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25(3).
- Wood, B. J., & Blundy, J. D. (2003). 2.09 - Trace Element Partitioning under Crustal and Uppermost Mantle Conditions: The Influences of Ionic Radius, Cation Charge, Pressure, and Temperature. In H. D. Holland & K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (pp. 395–424). Pergamon. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/02009-0>
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment: ECUADOR GEODYNAMICS AND PSHA. *Tectonics*, 35(5), 1249–1279. <https://doi.org/10.1002/2015TC003941>
- Zheng, Y.-F., & Hermann, J. (2014). Geochemistry of continental subduction-zone fluids. *Earth Planets and Space*, 66, 1–16. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-93>

Portales Web:

Igepn.edu.ec. 2021. *REVENTADOR - Instituto Geofísico - EPN*. [online] Available at <<https://www.igepn.edu.ec/reventador>>.

Igepn.edu.ec. 2021. *Búsqueda de Informes - Instituto Geofísico - EPN*. [online] Available at: <<https://www.igepn.edu.ec/servicios/busqueda-informes>>.

Kdd.earthref.org. 2021. *GERM - Partition Coefficients Database (KdD)*. [online] Available at: <<https://kdd.earthref.org/KdD/search>> [Accessed 14 December 2020].

ANEXOS

ANEXO I ANÁLISIS QUÍMICO EN ROCA TOTAL

Periodo	Origen	Fecha de Emisión	No. Muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI 1050°C	Total	Sc	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Th
2002	PFs 3 Nov. 2002 eruption	3/11/2002	REV 15A	58,60	0,75	17,40	6,88	0,12	3,07	6,05	4,40	2,13	0,38	-0,02	99,76	11,00	140,00	24,00	20,00	23,00	53,50	895,00	14,00	152,00	9,00	1200,00	31,00	60,00	28,00	5,10	1,40	4,05	2,55	1,20	1,20	5,75
		3/11/2002	REV 15BG	58,60	0,74	17,55	6,70	0,11	2,97	6,07	4,47	2,14	0,38	0,06	99,79	10,80	136,00	24,00	19,00	19,00	54,00	910,00	14,00	154,00	9,20	1210,00	32,00	60,00	28,00	5,00	1,40	3,80	2,50	1,20	1,20	5,65
		3/11/2002	REV 15BN	58,65	0,73	17,50	6,58	0,11	2,93	6,05	4,40	2,12	0,38	0,44	99,89	10,60	133,00	20,00	19,00	21,00	53,00	915,00	13,90	154,00	9,20	1215,00	32,00	60,00	28,00	5,00	1,38	3,90	2,40	1,20	1,15	5,65
		3/11/2002	REV 15BP	61,25	0,61	17,20	5,88	0,11	2,35	5,15	4,35	2,43	0,33	0,29	99,95	8,30	110,00	16,00	16,00	15,00	65,50	820,00	13,00	160,00	9,00	1390,00	32,00	59,00	26,00	4,60	1,25	3,40	2,20	1,15	1,14	6,70
		3/11/2002	REV 15C	58,70	0,73	17,45	6,66	0,12	2,98	6,10	4,32	2,14	0,39	0,09	99,68	11,00	134,00	21,00	20,00	22,00	53,50	900,00	14,00	156,00	8,80	1240,00	31,50	60,00	28,00	5,00	1,39	3,65	2,45	1,20	1,21	5,70
		3/11/2002	REV 15D	59,00	0,73	17,70	6,56	0,11	2,83	6,00	4,45	2,17	0,38	-0,07	99,86	10,40	133,00	20,00	19,00	21,00	54,00	920,00	14,00	157,00	8,90	1280,00	31,50	60,00	28,00	5,00	1,39	3,85	2,45	1,30	1,16	5,95
		3/11/2002	REV 15E	58,70	0,72	17,60	6,56	0,11	2,89	6,00	4,40	2,16	0,38	-0,05	99,47	10,30	130,00	20,00	19,00	19,00	54,00	912,00	13,90	158,00	9,20	1260,00	32,00	60,00	28,00	5,05	1,40	3,75	2,55	1,20	1,17	5,95
		3/11/2002	REV 15F	59,10	0,72	17,60	6,60	0,11	2,89	6,08	4,38	2,16	0,38	-0,01	100,01	10,30	132,00	19,50	19,00	18,50	54,00	915,00	13,80	159,00	8,90	1250,00	31,50	60,00	27,50	5,15	1,37	3,60	2,40	1,15	1,14	5,95
		3/11/2002	REV 16A	58,60	0,75	17,65	6,92	0,12	2,98	6,15	4,48	2,09	0,37	-0,05	100,06	10,70	144,00	26,00	21,00	25,00	51,80	890,00	14,00	155,00	9,00	1230,00	31,50	59,00	26,50	5,10	1,39	3,90	2,50	1,25	1,19	5,65
		3/11/2002	REV 16B	58,65	0,74	17,60	6,80	0,12	3,03	6,12	4,40	2,14	0,39	-0,02	99,97	11,00	136,00	27,00	20,00	24,00	52,50	885,00	14,50	160,00	9,30	1220,00	32,00	61,00	27,50	5,40	1,41	4,05	2,60	1,25	1,23	5,90
		3/11/2002	REV 16C	58,50	0,74	17,55	6,81	0,11	3,01	6,04	4,40	2,13	0,38	-0,06	99,61	11,00	135,00	21,00	19,00	19,50	54,00	900,00	13,80	152,00	8,90	1225,00	32,00	62,00	28,00	5,20	1,41	4,00	2,50	1,15	1,18	5,95
		3/11/2002	REV 16D	58,30	0,74	17,70	6,75	0,12	3,16	6,14	4,40	2,10	0,37	-0,06	99,72	11,40	134,00	25,00	19,50	21,50	52,00	900,00	14,00	150,00	8,80	1200,00	30,50	59,00	27,50	4,90	1,40	4,05	2,60	1,20	1,21	6,00
		3/11/2002	REV 16E	58,30	0,76	17,50	7,08	0,12	3,17	6,10	4,37	2,09	0,37	-0,03	99,83	11,20	140,00	27,00	20,00	22,00	52,50	885,00	14,00	150,00	8,90	1210,00	31,00	59,00	27,50	5,10	1,41	3,95	2,50	1,25	1,23	5,75
		3/11/2002	REV 16F	58,80	0,72	17,75	6,60	0,11	2,93	5,96	4,48	2,17	0,37	-0,07	99,82	10,40	130,00	21,00	18,00	21,00	55,00	900,00	14,00	153,00	9,10	1250,00	31,50	60,00	27,50	5,20	1,40	3,75	2,50	1,20	1,18	6,00
		3/11/2002	REV 40	61,20	0,58	16,95	5,50	0,10	2,21	5,15	4,20	2,38	0,30	0,97	99,54	8,00	105,00	15,00	14,00	13,00	68,00	790,00	12,40	155,00	8,80	1340,00	32,00	56,50	25,50	4,30	1,15	3,50	2,25	1,20	1,07	6,20
		3/11/2002	REV 32A2	57,50	0,77	17,68	6,98	0,12	3,23	6,32	4,46	2,04	0,39	0,08	99,57	11,50	143,00	28,00	20,00	21,00	48,50	892,00	14,60	144,00	8,60	1130,00	30,50	60,00	27,00	5,00	1,40	3,90	2,60	1,40	1,22	5,30
	3/11/2002	REV 32B	57,60	0,66	17,70	6,54	0,12	2,96	6,05	4,34	2,03	0,36	1,40	99,76	10,00	126,00	45,00	18,00	23,00	48,00	883,00	13,50	133,00	7,80	1130,00	29,00	54,00	24,50	4,60	1,30	3,60	2,40	1,20	1,16	5,20	
	3/11/2002	REV 57	58,80	0,70	17,60	6,56	0,12	2,86	5,88	4,44	2,23	0,36	0,23	99,78	10,00	125,00	20,00	18,00	17,00	54,00	862,00	13,80	155,00	9,00	1200,00	32,00	58,00	28,00	4,70	1,37	4,10	2,45	1,30	1,20	5,90	
	Ash 3 Nov. 2002	3/11/2002	REV 17	57,80	0,82	17,45	6,74	0,11	2,83	6,00	4,49	2,22	0,38	0,83	99,67	11,50	141,00	31,00	19,00	20,00	54,00	800,00	16,20	157,00	9,60	1200,00	33,00	62,00	30,50	5,50	1,53	4,70	2,95	1,60	1,43	5,90
		3/11/2002	REV 18	58,40	0,82	17,45	6,70	0,11	2,73	5,90	4,52	2,29	0,40	0,64	99,96	11,00	140,00	30,00	17,00	19,00	55,50	810,00	16,00	168,00	9,60	1250,00	35,00	65,50	31,00	5,40	1,48	4,40	2,80	1,50	1,35	6,05
LF1	6/11/2002	REV 20	58,00	0,76	17,60	6,93	0,12	3,20	6,35	4,40	2,02	0,37	-0,11	99,64	11,60	142,00	30,00	20,00	22,00	50,50	878,00	14,70	152,00	8,50	1160,00	30,50	58,00	28,00	5,20	1,43	4,20	2,75	1,45	1,28	5,50	
	6/11/2002	REV 19	56,30	0,83	17,70	7,50	0,13	3,73	6,82	4,39	1,83	0,37	-0,13	99,47	13,50	158,00	40,00	23,00	28,00	42,50	902,00	15,40	143,00	8,40	1050,00	30,50	58,00	28,00	5,00	1,51	4,10	2,75	1,50	1,36	4,90	
	6/11/2002	REV 20B	56,45	0,82	17,75	7,32	0,12	3,61	6,85	4,49	1,89	0,38	-0,12	99,56	12,60	155,00	38,00	22,00	27,00	41,00	895,00	15,00	143,00	8,30	1035,00	29,00	55,00	28,00	5,20	1,43	4,10	2,80	1,40	1,24	5,60	
	6/11/2002	REV 19B	56,40	0,80	17,80	7,20	0,12	3,64	6,75	4,48	1,91	0,37	-0,10	99,37	12,50	147,00	38,00	21,00	28,00	41,00	900,00	15,00	143,00	8,70	1035,00	29,00	55,00	27,50	5,00	1,41	3,70	2,80	1,40	1,22	5,20	
	6/11/2002	REV 43	57,90	0,75	17,62	6,84	0,12	3,25	6,40	4,44	2,04	0,37	-0,07	99,66	11,50	139,00	32,00	20,50	22,00	48,00	876,00	14,80	149,00	8,80	1180,00	30,00	57,00	27,00	5,05	1,38	3,80	2,65	1,40	1,21	5,55	
	6/11/2002	REV 44	57,70	0,76	17,50	6,92	0,12	3,27	6,55	4,40	2,02	0,38	0,00	99,62	11,00	140,00	32,00	20,00	22,00	48,00	865,00	14,50	150,00	8,80	1160,00	30,00	57,00	27,00	5,10	1,42	3,90	2,65	1,40	1,21	5,50	
	6/11/2002	REV 45	57,80	0,75	17,55	6,74	0,12	3,08	6,28	4,44	2,05	0,38	0,01	99,20	11,00	138,00	23,00	19,00	19,00	50,00	900,00	13,80	149,00	9,10	1170,00	30,50	57,50	27,50	5,00	1,41	4,00	2,50	1,30	1,12	5,55	
	6/11/2002	REV 46	57,60	0,75	17,75	6,79	0,12	3,16	6,16	4,45	2,07	0,37	0,01	99,23	11,40	134,00	25,00	18,50	21,00	49,00	880,00	14,30	149,00	8,80	1100,00	30,00	59,50	27,00	5,10	1,42	3,90	2,70	1,35	1,25	5,55	
	6/11/2002	REV 47	57,30	0,76	17,70	7,07	0,12	3,37	6,39	4,38	2,01	0,36	-0,09	99,37	12,00	143,00	30,00	20,00	23,00	46,00	870,00	14,50	147,00	8,70	1120,00	30,00	59,00	27,00	5,05	1,43	4,00	2,75	1,35	1,30	5,45	
	6/11/2002	REV 48	57,65	0,74	17,60	6,86	0,12	3,15	5,99	4,48	2,11	0,36	0,05	99,21	11,00	136,00	25,00	19,00	21,00	49,50	864,00	14,50	150,00	9,10	1145,00	30,00	59,00	26,50	5,00	1,40	3,90	2,60	1,30	1,24	5,45	
	6/11/2002	REV 55	57,80	0,76	17,65	6,95	0,12	3,19	6,28	4,40	2,09	0,37	-0,07	99,54	11,00	140,00	29,00	20,00	22,00	49,00	887,00	14,30	150,00	8,70	1130,00	31,00	54,00	27,50	4,85	1,38	3,85	2,55	1,30	1,22	5,50	
	21/11/2002																																			

2007-2018	LF8	1/3/2007	REV 64	53.16	0.99	17.75	8.65	0.14	5.06	7.97	4.10	1.64	0.47	-0.21	99.72	17.03	201.38	73.05	29.07	43.35	31.77	997.82	16.59	127.45	9.21	957.01	31.79	65.76	30.56	5.82	1.74	5.41	3.05	0.93	1.95	3.71
		1/3/2007	REV 65	52.54	0.98	17.82	8.49	0.14	5.05	7.99	4.11	1.64	0.46	-0.04	99.00	17.29	196.08	65.16	27.99	43.31	28.10	1003.31	16.69	128.17	9.70	943.32	31.69	64.12	30.35	5.73	1.71	5.07	3.10	0.73	1.33	3.93
		1/3/2007	REV 76	52.93	0.96	17.82	8.58	0.14	4.81	8.11	4.15	1.66	0.44	-0.26	99.35	17.33	192.14	66.68	27.74	39.18	36.91	1017.72	16.65	140.93	9.98	970.72	32.01	62.97	29.81	5.43	1.69	4.45	2.96	1.71	1.40	4.74
	1/4/2007	REV 66	52.73	0.98	17.75	8.52	0.14	5.04	7.88	4.13	1.66	0.47	-0.17	99.13	16.30	195.19	65.43	28.63	45.64	41.39	1008.01	16.63	128.56	9.23	950.53	31.74	64.97	30.72	6.16	1.70	5.21	3.03	0.81	1.32	4.04	
	1/4/2007	REV 94	53.20	0.96	17.74	8.79	0.14	5.01	8.12	4.07	1.63	0.47	-0.21	99.92	16.84	198.27	73.11	28.95	44.38	37.04	1011.01	16.63	132.69	9.27	975.48	32.38	61.24	30.67	5.38	1.70	5.00	3.13	1.32	1.33	4.75	
	1/8/2007	REV 67	52.92	0.98	17.66	8.59	0.14	5.00	7.98	4.16	1.68	0.47	-0.28	99.31	17.07	195.77	65.77	28.83	42.83	40.39	1020.75	16.80	129.99	9.72	970.73	32.31	65.82	30.74	5.92	1.80	4.76	3.10	0.95	1.34	4.10	
	1/7/2008	REV 68	54.30	0.95	17.87	8.11	0.13	4.59	7.52	4.24	1.77	0.44	-0.25	99.67	15.31	185.64	51.57	26.66	39.60	51.35	972.27	15.91	129.54	8.91	1009.17	30.63	61.01	29.10	5.92	1.59	4.99	2.89	0.64	1.24	4.10	
	1/7/2008	REV 69	54.28	0.96	17.74	8.26	0.14	4.74	7.74	4.18	1.75	0.43	-0.24	100.00	15.93	188.90	54.13	27.67	44.79	43.58	970.03	15.86	129.13	9.11	997.52	30.82	61.62	28.90	5.83	1.73	4.80	2.90	0.68	1.30	4.04	
	1/7/2008	REV 95	53.90	0.93	17.61	8.43	0.14	4.64	7.61	4.10	1.72	0.42	-0.19	99.30	15.74	189.51	56.96	28.14	39.57	37.27	963.17	15.66	134.15	8.97	1010.20	30.44	58.44	29.19	5.25	1.55	4.66	2.96	1.53	1.30	4.44	
	1/7/2008	REV 96	53.63	0.93	17.81	8.37	0.13	4.60	7.68	4.12	1.71	0.42	-0.24	99.16	15.97	188.63	58.91	26.35	39.55	37.40	973.57	15.97	135.45	9.20	1009.81	31.54	57.72	30.10	5.94	1.48	4.15	2.99	1.49	1.32	4.67	
	1/11/2008	REV 77	54.27	0.94	17.90	8.34	0.13	4.73	7.68	4.16	1.75	0.41	-0.30	100.03	16.49	186.66	60.68	27.69	42.12	37.38	983.42	15.86	140.85	9.25	1006.16	30.94	60.80	29.36	5.71	1.62	4.47	2.91	1.31	1.33	4.99	
	1/11/2008	REV 70	54.89	0.91	17.95	7.98	0.13	4.36	7.51	4.22	1.81	0.41	-0.21	99.95	15.75	179.71	51.00	25.99	37.66	45.86	984.14	15.07	137.79	8.91	1053.74	30.17	59.59	28.08	5.21	1.56	4.01	2.76	1.39	1.29	4.33	
	1/4/2009	REV 71	54.62	0.93	17.92	8.26	0.13	4.57	7.67	4.17	1.75	0.41	-0.16	100.27	16.43	186.65	54.38	26.47	38.87	42.73	988.00	15.47	136.53	9.12	1022.64	30.21	56.81	27.62	5.46	1.62	4.01	2.89	1.28	1.30	4.27	
	1/4/2009	REV 72	54.83	0.92	17.82	8.25	0.14	4.55	7.59	4.19	1.77	0.42	-0.16	100.32	16.27	184.56	52.72	26.69	40.19	40.79	978.20	15.48	138.45	8.77	1035.30	30.49	58.36	27.92	5.26	1.60	4.08	2.85	1.27	1.31	4.37	
	1/4/2009	REV 97	54.57	0.92	17.66	8.24	0.13	4.54	7.53	4.14	1.77	0.41	-0.18	99.72	15.67	188.02	57.79	25.31	40.70	39.41	962.95	15.22	134.13	8.49	1035.96	30.30	58.04	28.52	5.84	1.56	4.57	2.81	1.01	1.23	4.72	
	1/8/2009	REV 73	54.55	0.93	17.90	8.32	0.14	4.58	7.53	4.15	1.75	0.41	-0.17	100.10	16.46	186.28	49.43	27.57	40.66	43.55	973.74	15.32	137.27	9.47	1029.17	30.32	58.27	28.00	5.75	1.61	3.97	2.86	1.19	1.30	4.33	
	1/10/2009	REV 74	54.11	0.93	17.91	8.29	0.14	4.49	7.78	4.16	1.74	0.42	-0.20	99.76	16.35	185.69	53.06	26.42	38.12	44.95	987.42	15.87	138.54	9.47	1030.72	30.75	59.35	28.35	5.42	1.64	4.20	2.94	1.56	1.36	4.37	
	1/10/2009	REV 75	54.48	0.92	17.68	8.32	0.14	4.69	7.64	4.08	1.74	0.41	-0.25	99.84	16.67	186.18	58.02	27.43	41.98	45.02	971.06	15.52	136.50	8.71	1023.30	30.56	57.98	27.87	5.28	1.55	3.98	2.80	1.31	1.31	4.51	
	1/1/2012	REV 78	54.60	0.88	17.47	7.72	0.12	4.10	6.98	4.14	1.86	0.38	0.02	98.27	14.96	172.24	38.33	23.38	34.67	43.59	934.25	14.48	139.96	9.61	1041.89	30.65	58.38	27.36	5.79	1.57	3.70	2.62	1.17	1.27	4.84	
	1/7/2013	REV 98	56.18	0.84	17.68	7.38	0.12	3.93	6.86	4.25	1.95	0.37	-0.13	99.41	13.54	163.16	46.25	24.63	36.73	47.02	951.62	13.83	137.28	7.27	1138.15	29.54	54.93	27.20	4.93	1.48	4.12	2.68	1.32	1.11	5.03	
	1/9/2013	REV 99	56.23	0.85	17.53	7.54	0.12	4.05	6.85	4.22	1.95	0.37	-0.12	99.59	13.59	167.04	48.80	24.10	37.33	46.15	937.03	13.56	135.19	8.69	1125.08	30.12	56.97	27.44	5.17	1.43	3.99	2.63	1.12	1.07	4.81	
	1/9/2013	REV 100	55.92	0.84	17.55	7.52	0.12	4.01	6.86	4.21	1.93	0.38	-0.10	99.25	14.07	166.70	48.76	24.05	35.29	43.67	950.84	13.95	136.72	7.39	1121.60	29.70	57.38	27.47	5.35	1.39	4.06	2.59	1.06	1.10	4.92	
	1/9/2013	REV 101	56.19	0.85	17.60	7.58	0.12	4.07	6.84	4.22	1.92	0.37	-0.16	99.61	14.03	165.78	51.03	24.28	38.32	43.57	941.50	13.74	134.60	7.66	1121.30	29.75	56.45	27.21	5.42	1.44	3.86	2.60	0.90	1.14	4.72	
	1/6/2016	REV 102	58.20	0.85	16.39	7.16	0.11	3.56	6.47	4.29	2.02	0.38	-0.23	99.20	12.23	163.10	46.30	23.89	35.37	44.63	901.99	11.03	137.46	8.29	1101.10	29.12	54.85	25.56	4.27	1.33	3.43	2.10	1.32	1.02	4.54	
	1/6/2016	REV 79	56.49	0.81	16.58	7.08	0.11	3.48	6.23	4.19	1.99	0.35	-0.13	97.19	11.50	154.03	44.85	22.17	33.95	38.45	882.75	10.51	134.35	7.69	1091.50	22.02	44.61	19.62	3.72	0.82	3.19	1.75	0.59	0.80	3.66	
	1/6/2017	REV 103	59.33	0.80	16.38	6.72	0.10	3.25	6.13	4.19	2.14	0.36	-0.16	99.24	11.07	149.14	37.73	20.65	31.24	50.50	886.34	10.48	134.43	8.21	1091.56	28.60	53.72	25.60	4.36	1.33	3.09	2.18	1.21	0.96	4.90	
	1/6/2017	REV 80	57.32	0.79	16.43	6.73	0.11	3.17	5.97	4.05	2.07	0.34	-0.08	96.91	11.04	147.71	39.12	20.40	30.40	41.60	873.36	10.47	137.40	7.47	1152.38	23.52	44.74	21.13	3.72	1.03	2.84	1.97	0.50	0.81	3.94	
	1/6/2017	REV 104	59.58	0.80	16.37	6.62	0.10	3.14	6.16	4.14	2.14	0.35	-0.17	99.23	10.66	150.96	36.67	21.86	31.14	47.69	901.14	10.43	136.67	8.07	1212.66	28.35	52.94	24.45	3.99	1.25	3.49	2.09	1.20	0.96	4.88	
	1/4/2018	REV 81	57.34	0.77	18.85	6.94	0.11	3.70	7.04	4.40	2.02	0.33	-0.12	101.38	13.05	150.31	41.08	21.37	30.80	48.73	1017.70	11.49	131.73	8.04	1253.09	31.22	57.52	27.23	5.25	1.37	3.86	2.43	1.70	1.04	6.40	
	1/4/2018	REV 105	59.66	0.81	16.36	6.73	0.10	3.16	6.05	4.27	2.14	0.35	-0.17	99.46	10.77	152.81	36.91	22.34	29.86	46.21	886.63	10.19	136.87	7.66	1170.72	28.07	53.45	24.45	3.66	1.23	3.36	2.07	0.97	0.94	5.06	

ANEXO II
ANÁLISIS QUÍMICO DE MICROSONDA ELECTRÓNICA

Muestra	Origen	Fase	DataSet/Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
REV 67	LF10-1/8/2007	Anfbol	Rev 67b ANF-1-coeur	41,91	2,49	12,40	0,21	10,23	0,12	15,11	11,44	2,39	0,57	NA	96,87
			Rev 67b ANF-1-bord	42,29	2,66	12,36	0,03	11,20	0,15	14,72	11,40	2,44	0,65	NA	97,89
		Clinopiroxeno	Rev 67b cpx1 coeur	50,97	0,51	4,10	0,12	6,85	0,15	15,77	19,88	0,58	0,00	NA	98,93
			Rev 67b cpx1 bord	50,80	0,83	3,46	0,00	8,14	0,22	14,73	21,18	0,39	0,03	NA	99,78
			Rev 67b cpx2-c-dark	50,71	1,03	3,38	0,00	8,56	0,20	14,64	20,62	0,39	0,02	NA	99,56
			Rev 67b cpx2-i1-light	49,25	1,27	4,32	0,00	9,14	0,26	13,84	21,01	0,38	0,03	NA	99,49
			Rev 67b cpx2-i1-dark	51,85	0,87	1,89	0,00	8,67	0,35	15,30	20,69	0,44	15,00	NA	100,07
			Rev 67b cpx2-i3-light	48,18	1,50	5,28	0,02	9,47	0,25	13,77	20,47	0,47	6,00	NA	99,42
			Rev 67b cpx4-i3-dark	49,43	1,10	4,11	0,00	8,12	0,20	14,40	21,39	0,38	0,01	NA	99,15
			Rev 67b cpx1-r-light	47,69	1,77	5,20	0,00	10,39	0,26	13,85	19,63	0,47	3,00	NA	99,26
			Rev 67b cpx-3-i-light	50,36	0,94	3,62	0,00	8,50	0,32	14,62	20,62	0,47	76,00	NA	99,45
			Rev 67b cpx-3-r-dark	51,83	0,64	2,70	0,01	7,71	0,29	15,57	21,13	0,42	0,02	NA	100,31
			Rev 67b cpx-4-i	51,19	0,83	2,90	0,00	8,54	0,34	15,01	20,46	0,46	0,00	NA	99,75
			Rev 67b cpx-4-bord	51,65	0,55	2,32	0,03	7,68	0,28	15,50	21,53	0,34	0,00	NA	99,88
			Olivino	Rev 67b OLI-1-c	39,28	0,02	0,01	0,02	21,22	0,39	39,56	0,16	0,00	0,01	NA
Rev 67b oli-2	38,13	0,01		0,03	0,00	23,32	0,52	38,01	0,11	0,03	0,02	NA	100,19		

	Rev 67b oli-3	38,33	0,04	0,00	0,02	24,95	0,51	37,10	0,19	49,00	0,00	NA	101,15
	Rev 67b oli-4	38,15	89,00	0,02	0,02	25,11	0,53	36,72	0,17	0,02	0,00	NA	100,76
	microlite1-oli	35,72	0,08	0,16	0,00	34,36	0,97	26,72	0,49	0,16	0,10	0,27	99,03
	Rev 67b oli	36,02	0,35	0,42	0,05	34,79	1,11	26,08	0,40	0,11	0,25	0,49	100,06
Óxidos	Rev 67b ox-1-c	0,17	13,75	2,24	0,11	74,01	0,58	2,81	0,10	25,00	0,03	NA	93,82
	Rev 67b ox-2-c	0,08	10,78	3,68	0,12	75,81	0,54	3,32	0,20	0,00	0,00	NA	94,54
	Rev 67b ox-3-c	0,16	8,42	4,58	0,07	74,87	0,43	4,34	0,59	0,02	0,00	NA	93,48
	Rev 67b ox-4	0,06	9,78	4,53	0,23	75,85	0,41	4,22	0,02	0,07	0,02	NA	95,19
	Rev 67b ox-5	0,06	9,40	4,61	0,24	75,99	0,37	4,29	0,00	24,00	0,00	NA	94,96
	Rev 67b ox	0,28	12,93	1,64	0,18	74,48	0,64	2,28	0,14	0,00	0,00	0,24	92,82
	Rev 67b ox-6	0,11	9,88	4,07	0,29	75,07	0,45	5,26	0,02	0,02	0,00	NA	95,17
Plagioclasa	Rev 67b plg-1-c-dark	53,76	0,00	29,15	0,00	0,40	0,00	0,03	11,56	4,57	0,29	NA	99,75
	Rev 67b plg-1-i1-light	47,73	0,00	32,60	0,00	0,59	0,00	0,09	16,49	2,15	0,11	NA	99,77
	Rev 67b plg-1-i2-dark	54,19	0,09	27,81	0,02	0,67	0,00	0,10	10,92	4,98	0,39	NA	99,19
	Rev 67b plg-1-i3-dark	54,69	0,07	28,11	0,00	0,67	0,03	0,10	11,05	4,92	0,30	NA	99,95
	Rev 67b plg-1-i4-light	51,57	0,05	30,13	0,00	0,62	8,00	0,10	13,13	3,88	0,21	NA	99,68
	Rev 67b plg-1-r-dark	54,15	0,12	27,98	0,01	0,72	0,00	0,06	10,91	4,89	0,32	NA	99,15
	Rev 67b plg2-core	52,28	0,07	29,25	0,00	0,83	0,08	0,12	12,28	4,19	0,26	NA	99,35
	Rev 67b plg-2-rim	54,16	0,09	27,96	0,02	0,95	0,00	0,07	10,71	4,97	0,33	NA	99,26
	Rev 67b plg-3-c-light	47,73	0,03	32,96	0,00	0,59	0,00	0,05	16,40	2,13	0,09	NA	99,98
	Rev 67b plg-3-i1-dark	53,37	0,07	29,01	99,00	0,50	0,01	0,05	12,05	4,62	0,25	NA	99,94
	Rev 67b plg-3-r-light	53,44	0,06	28,71	0,00	0,65	44,00	0,11	12,06	4,58	0,28	NA	99,90

			Rev 67b plg-1-i3-dark	50,83	0,54	4,85	0,44	5,38	0,11	15,23	22,56	0,45	0,00	NA	100,39		
			Rev 67b plg-1-i3-dark	50,07	0,88	4,70	0,09	7,53	0,14	14,32	21,84	0,32	0,00	NA	99,89		
			Rev 67b plg? verre	64,70	0,62	18,33	0,00	1,32	0,04	0,23	1,29	6,66	5,76	0,00	98,94		
			Rev 67b plg? verre	56,67	0,14	26,86	0,11	1,10	0,00	0,09	9,35	5,54	0,59	0,00	100,45		
			Rev 67b glass	67,10	1,86	13,00	0,04	4,16	0,14	0,54	1,63	4,58	4,60	0,68	98,32		
			Rev 67b glass	67,25	2,17	13,82	0,00	2,73	0,00	0,31	1,01	4,00	5,82	0,91	98,03		
			Rev 67b glass	68,24	1,77	13,77	0,04	3,42	0,03	0,48	1,78	4,24	4,85	0,63	99,25		
			Rev 67b glass	69,66	0,93	13,52	0,00	3,02	0,03	0,16	0,50	4,16	6,89	0,28	99,15		
		Rev 67b glass	66,42	1,51	16,08	0,09	2,04	0,00	0,18	1,50	5,40	5,75	0,57	99,55			
		Rev 67b glass	66,99	1,74	13,91	0,04	4,39	0,09	0,40	1,23	4,38	5,19	0,62	98,98			
		Rev 67b glass	67,95	1,63	13,35	0,00	3,59	0,20	0,42	0,81	3,91	6,01	0,06	97,95			
		Rev 67b glass	66,36	1,17	16,50	0,00	2,53	0,00	0,21	0,93	4,60	6,46	0,40	99,16			
		REV 69	LF11 - 1/7/2008	Anfíbol	Rev 69a-anf-1	42,57	2,98	11,27	0,05	12,88	0,24	13,59	11,21	2,40	0,83	NA	98,03
					Rev 69a-anf-2	42,48	2,97	11,17	95,00	12,39	0,29	13,55	11,30	2,42	0,82	NA	97,39
					Rev 69a-anf-2	69,03	1,51	14,09	0,00	3,21	0,01	0,35	0,50	3,71	6,14	0,23	98,78
Apatito	Rev 69a-apt-1			0,14	0,02	0,00	0,06	0,43	0,10	0,40	53,48	0,09	0,00	NA	54,72		
Cpx	Rev 69a-cpx-1			49,69	1,20	4,06	0,04	9,33	0,25	14,15	20,53	0,53	0,01	NA	99,78		
	Rev 69a-cpx-2			51,32	0,82	2,89	0,00	8,29	0,38	15,02	20,51	0,42	0,00	NA	99,65		
Olivino	Rev 69a-oli-2			38,99	0,00	0,00	0,00	21,14	0,34	40,12	0,12	0,00	0,00	NA	100,73		
	Rev 69a-oli-1			38,23	36,00	0,02	0,00	25,00	0,45	36,83	0,17	0,02	0,02	NA	100,74		
	Rev 69a-oli-4			37,91	0,08	0,02	0,01	26,27	0,63	35,63	0,16	0,00	0,01	NA	100,72		
Ortopiroxeno	Rev 69a-opx-3-c-dark			54,32	0,24	1,26	0,00	16,58	0,57	26,30	1,42	0,03	47,00	NA	100,72		
	Rev 69a-opx-3-r-light	53,40	0,24	0,70	0,02	21,51	0,63	22,37	1,96	0,04	0,02	NA	100,89				
	Rev 69a-opx-1	53,96	0,19	1,16	0,02	17,51	0,64	25,42	1,41	0,00	0,00	NA	100,31				

REV 70	LF13 - 1/11/2008	Óxidos	Rev 69a-opx-2	53,21	0,27	1,65	0,00	18,07	0,70	24,66	1,41	0,02	0,00	NA	99,99
			Rev 69a-ox-1	0,10	9,37	4,85	0,12	75,05	0,48	4,24	0,01	0,00	0,00	NA	94,21
			Rev 69a-ox-2	0,07	10,42	4,46	0,08	75,95	0,41	2,97	0,02	0,00	0,00	NA	94,39
			Rev 69a-ox-7	0,11	10,52	3,90	0,16	76,05	0,50	3,31	0,03	0,00	0,00	NA	94,57
		Rev 69a-plg1	53,37	0,04	28,91	0,02	0,50	0,00	0,06	11,52	4,76	0,32	NA	99,50	
		Rev 69a-plg-2	54,04	38,00	28,56	0,00	0,49	0,00	0,05	11,32	5,04	0,38	NA	99,88	
		Rev 69a-plg-3	53,89	0,03	28,79	25,00	0,40	0,00	0,09	11,54	4,69	0,30	NA	99,74	
		Rev 69a-plg3-i	54,46	0,04	27,93	0,03	0,70	0,00	0,08	10,89	5,12	0,35	NA	99,60	
		Rev 69a-plg-3-r	53,89	0,05	28,32	0,00	0,60	0,01	0,06	11,52	4,94	0,34	NA	99,73	
		Rev 69a-plg-4-i	55,43	0,09	27,36	0,02	0,68	0,00	0,09	10,64	5,38	0,42	NA	100,11	
		Rev 69a-plg-4-r	54,65	0,11	27,70	0,00	0,73	0,00	0,06	10,39	5,22	0,55	NA	99,40	
		Rev 69a-verre	70,88	1,58	12,86	0,00	3,84	0,05	0,41	0,74	3,44	5,96	0,68	100,46	
		Rev 69a-verre	70,18	1,38	13,04	0,00	3,81	0,00	0,46	1,13	3,74	4,96	0,06	98,77	
		Rev 69a-verre	69,89	1,71	11,92	0,13	4,61	0,16	0,56	1,00	2,84	5,92	0,68	99,42	
		Rev 69a-verre	69,73	1,73	12,92	0,00	3,78	0,11	0,47	0,80	3,78	6,17	0,06	99,54	
		Rev 69a-liq-intergranular	64,93	0,83	17,20	49,00	4,10	0,07	0,23	2,07	6,59	3,36	NA	99,39	
	Rev 69a-liq-intergranular	64,95	0,38	16,60	0,00	3,59	0,12	0,23	1,85	6,74	4,08	0,86	99,41		
	Clinopiroxeno	Rev 70-cpx-1-c	49,02	1,06	5,67	0,24	7,84	0,23	14,18	21,18	0,43	0,01	NA	99,84	
		Rev 70-cpx-1i	47,77	1,40	6,69	0,07	8,58	0,18	14,27	19,91	0,42	0,04	NA	99,31	
		Rev 70-cpx-1-r	49,29	0,96	5,39	0,20	7,98	0,14	14,85	20,24	0,41	0,02	NA	99,47	
		Rev 70-cpx-2-c	51,26	0,71	2,82	24,00	8,46	0,29	15,03	20,50	0,40	0,00	NA	99,47	
		Rev 70-cpx-2-r	51,17	0,68	2,53	0,00	8,13	0,33	14,94	20,98	0,39	0,00	NA	99,14	
		Rev 70-cpx1	51,67	0,58	2,10	0,08	8,08	0,21	16,18	20,29	0,27	0,00	NA	99,48	
		Rev 70-oli-1-c	38,18	0,00	0,02	0,02	24,06	0,42	37,85	0,15	0,04	0,00	NA	100,74	
Rev 70-ol-1-r		37,19	0,06	0,02	0,00	27,44	0,74	34,20	0,23	0,02	62,00	NA	99,90		
Rev 70-oli-2		35,19	0,08	0,13	0,00	33,51	0,83	28,05	0,36	0,12	0,09	1,31	99,66		
Rev 70-ox-1		0,10	9,01	4,13	0,23	76,89	0,45	3,70	0,04	0,00	0,02	NA	94,57		
Rev 70-ox-2	0,16	10,97	2,68	0,14	75,76	0,55	3,44	0,12	49,00	0,03	NA	93,86			

	Plagioclasa	Rev 70-plg-1-c-light	49,72	0,02	31,16	0,00	0,62	0,02	0,11	14,86	3,08	0,15	NA	99,74
		Rev 70-plg-1-i1-dark	53,10	0,05	28,79	0,00	0,66	4,00	0,08	11,91	4,44	0,28	NA	99,31
		Rev 70-plg-1-i2-dark	52,65	0,03	29,32	0,00	0,65	0,03	0,09	12,23	4,32	0,26	NA	99,57
		Rev 70-plg-1-rim	53,41	0,11	28,60	0,00	0,62	0,07	0,08	11,71	4,61	0,27	NA	99,48
		Rev 70-plg-2-i	52,54	0,05	29,54	0,00	0,60	0,00	0,05	12,36	4,35	0,19	NA	99,68
		Rev 70-plg-2-b	53,73	0,04	28,86	0,00	0,63	0,00	0,08	11,83	4,62	0,28	NA	100,07
	Vidrio	Rev 70-microlite plagio	62,47	0,37	22,43	0,00	2,07	0,00	0,06	6,48	5,22	2,36	0,06	101,51
		Rev 70-verre	66,56	1,39	13,87	0,11	4,66	0,02	0,75	0,96	3,72	6,38	0,62	99,07
		Rev 70-verre	67,76	1,58	13,56	0,05	3,84	0,11	0,32	1,57	4,20	5,06	0,57	98,63
		Rev 70-verre	68,92	1,37	13,77	0,13	3,07	0,08	0,42	0,85	3,43	5,84	0,51	98,39
		Rev 70-verre	64,10	0,73	6,38	0,00	2,63	0,47	14,00	12,72	3,70	4,36	0,00	109,09
		Rev 70-verre	67,13	1,11	16,12	0,00	3,91	0,00	0,37	2,11	5,47	3,98	0,11	100,33
		Rev 70-mlt-ox	0,35	15,32	1,62	0,00	72,03	0,64	2,33	0,36	0,02	0,02	0,14	92,84

ANEXO III

TABLA DE COEFICIENTES DE PARTICIÓN DE ELEMENTOS TRAZAS PARA LÍQUIDOS DACÍTICOS

Fase	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni	K
PL	0,0479	2,84	0,363	0,51	0,0406	2,5	0,06	0,385	0,241	0,172	0,125	2,11	0,129	0,086	0,084	0,077	0,1135	NA	0,365	0,2825	1,5	0,263
Origen PL	Philpotts & Schnetzler (1970) v. 1	Philpotts & Schnetzler (1970) v. 1	Philpotts & Schnetzler (1970) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Dudas et al. (1971) v. 1	Dudas et al. (1971) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Leeman (1979) v. 1	Arth (1976) de Rollinson (2014)	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Dudas et al. (1971) v. 1		Dudas et al. (1971) v. 1	Dudas et al. (1971) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Philpotts & Schnetzler (1970) v. 1
CPX	NA	NA	NA	NA	0,1841	NA	NA	0,0154	0,044	0,1661	0,4574	0,4108	0,7028	0,7759	0,6993	0,64	6,1	2	2,025	3,9	NA	NA
Origen CPX					Fujimaki et al. (1984) v. 1			Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 1		
OL	0,01	NA	NA	NA	0,075	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	0,024	NA	NA	NA	NA	NA	NA	10,85	NA
Origen OL	Gaetani & Grove (1997) v. 1				Villemant (1988) v. 1									Dunn & Sen (1994) v. 1							Mysen (1976) v. 1	
OPX	0,00375	0,0272	0,0027	NA	0,033	NA	0,0445	0,0146	0,0163	0,0162	0,2585	0,363	0,027	0,0412	0,5805	0,1149	3,3	1,47	4,95	7,75	NA	0,001425
Origen OPX "low-Ca px"	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 2	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 3		Fujimaki et al. (1984) v. 1		Okamoto (1979) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Fujimaki et al. (1984) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 1	Ewart et al. (1973) v. 3		Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1
TTN	NA	0,077	0,028	NA	3,9	0,1147	NA	0,062	0,057	NA	0,074	0,062	NA	NA	NA	0,11	1,96	NA	166	24,7	5,2	0,045
Origen TTN		Ewart & Griffin (1994) v. 1	Okamoto (1979) v. 1		Ewart & Griffin (1994) v. 1	Nelsen & Beard (2000) v. 1		Okamoto (1979) v. 1	Okamoto (1979) v. 1		Okamoto (1979) v. 1	Okamoto (1979) v. 1				Okamoto (1979) v. 1	Okamoto (1979) v. 1		Okamoto (1979) v. 1	Okamoto (1979) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Okamoto (1979) v. 1
AMPH	0,18	0,6	0,28	2,46	0,93	2,5	NA	0,26	0,63	1,24	2,38	3,645	2	3,08	2,34	1,31	6,05	4,92	21	NA	9,3	24,2
Origen AMPH	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Sisson (1994) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1	Ewart & Griffin (1994) v. 1		Sisson (1994) v. 1	Sisson (1994) v. 2	Sisson (1994) v. 3	Sisson (1994) v. 4	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Sisson (1994) v. 1	Sisson (1994) v. 1	Sisson (1994) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Sisson (1994) v. 1	Sisson (1994) v. 1		Ewart & Griffin (1994) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1
GA	0,00851	0,0154	0,0172	35	1,2	NA	NA	0,37	0,53	0,525	2,66	1,5	10,5	28,6	42,8	39,9	10,8	NA	17,2	1,7	NA	0,0198
Origen GA	Philpotts & Schnetzler (1970) v. 1	Philpotts & Schnetzler (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Arth (1976) de Rollinson (2014)	Arth (1976) de Rollinson (2014)			Iving & Frey (1978) v. 1	Iving & Frey (1978) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1	Iving & Frey (1978) v. 1		Iving & Frey (1978) v. 1	Iving & Frey (1978) v. 1		Schnetzler & Philpotts (1970) v. 1
AP	NA	NA	NA	NA	0,64	NA	NA	28,2	16,6	21	20,7	14,5	21,7	16,9	50	9,4	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Origen APAT					Fujimaki (1986) en Rollinson (2014)			Fujimaki (1986) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 2	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 3	Nagasawa & Schnetzler (1971) v. 1									
ZRN	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	1,14	4,835	4,24	4,54	3,145	6,01	45,65	135,5	270,5	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Origen ZFN								Fujimaki (1986) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1970) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1970) v. 2	Nagasawa & Schnetzler (1970) v. 3	Nagasawa & Schnetzler (1970) v. 3	Fujimaki (1986) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1970) v. 0	Nagasawa & Schnetzler (1970) v. 1	Nagasawa & Schnetzler (1970) v. 2						

	Kd	Kd	Kd	Kd	Kd
Dacita calcoalcalina					
Basalto-Andesita-Dacita					
Andesita-Dacita					
Tipo de Kd: Phenocryst/Matrix/SIMS					
Kd mayor					
Tipo de Kd: Experimental					
Kd promedio teórico					
Kd promedio calculado con Kd mayor y Kd menor					
Kd menor					

<https://kdd.earthref.org/KdD/search>

Nota: Los valores de NA se reemplazaron por cero.

ANEXO V
DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

Formato de Ficha Descriptiva

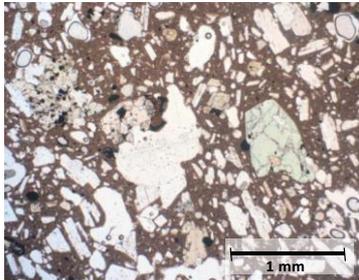
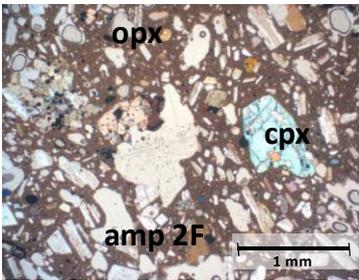
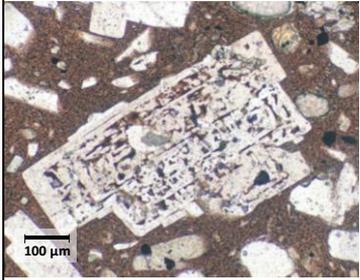
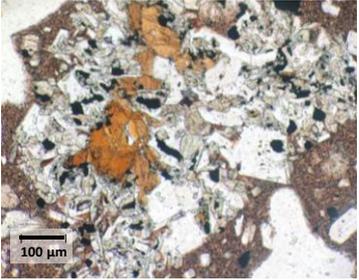
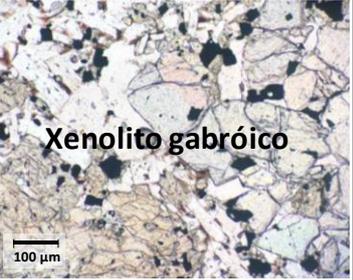
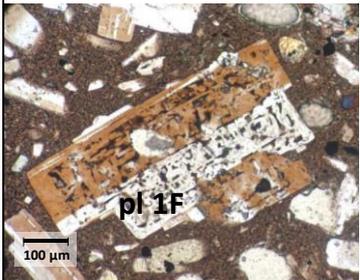
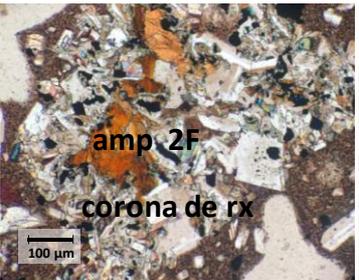
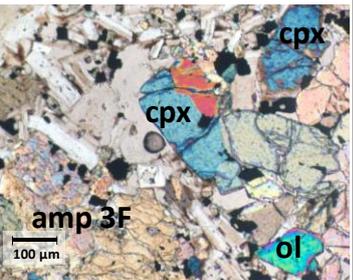
MUESTRA	REV #	GRUPO	Periodo Eruptivo: 2002/2004-2005/2007-2018		
ORIGEN	#Flujo de Lava/Flujo Piroclástico: Fecha de emisión	%SiO ₂	SiO ₂ wt. %		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura					
Estructura					
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	% Total	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino					
Ortopiroxeno					
Clinopiroxeno					
Plagioclasa					
Anfíbol					
MATRIZ	% Total	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa					
Piroxeno					
M. ACCESORIOS	% Total	CARACTERÍSTICAS			
Opacos					
VIDRIO	% Total				
VESÍCULAS	% Total				
Total	100%				
OBSERVACIONES					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Fotografías bajo el microscopio					
Tipo de Roca:	Andesita/Andesita de dos piroxenos/Andesita anfibólica/Andeita basáltica				

Abreviaturas de minerales (Whitney y Evans, 2010):

Olivino= Ol, Plagioclasa=Pl, Clinopiroxeno=Cpx, Ortopiroxeno=Opx, Anfíbol=Amp,
Mag=Magnetita, Apatito=Ap

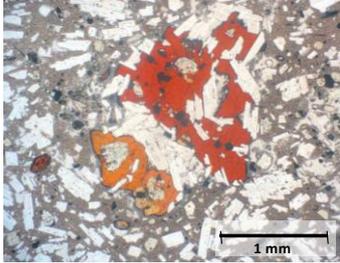
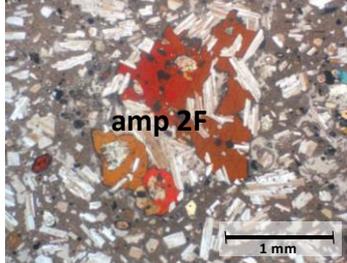
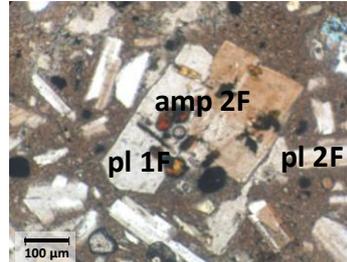
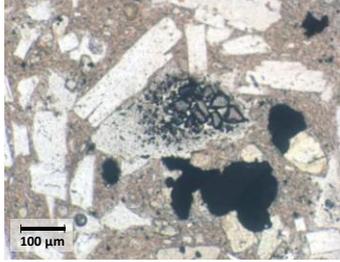
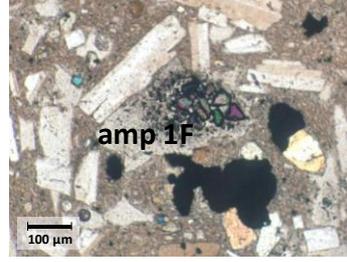
1F: Primera familia; 2F: Segunda familia, Ves=Vesícula

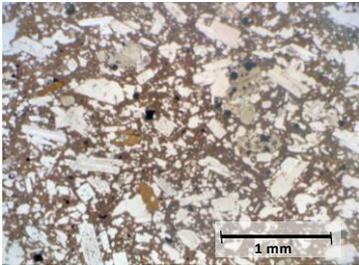
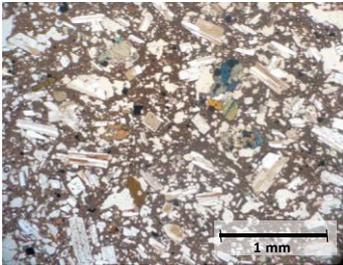
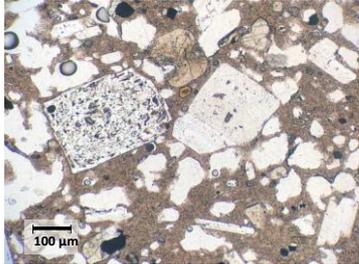
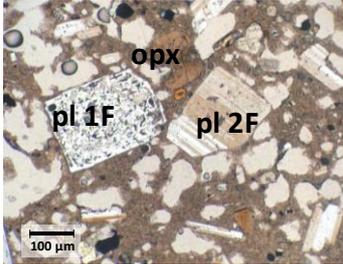
Nota: El contenido de los principales fenocristales y minerales accesorios, vesículas, matriz y vidrio volcánico se expresa como porcentaje respecto al volumen total de roca.

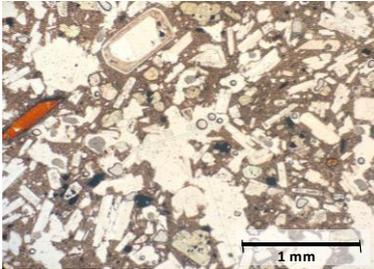
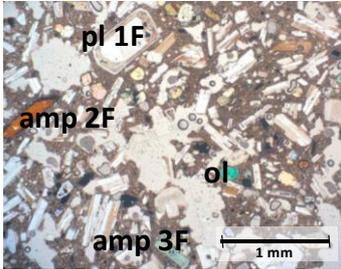
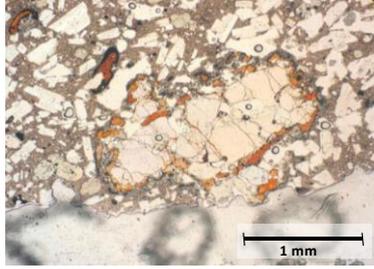
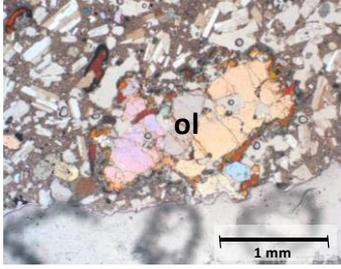
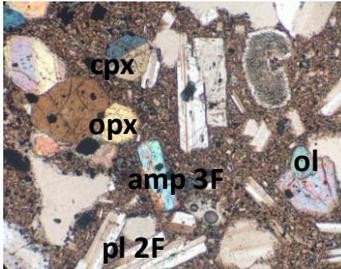
MUESTRA	REV 43 (REV 43)	GRUPO	2002		
ORIGEN	LF1: 6/11/2002	%SiO2	57,90		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumuloídica, seriada con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	35%	Color	Forma		
			Tamaño		
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	<1%	Incoloro-azulado	Subhedral (rómico en corte basal)	<0.1 mm	Colores de interferencia de V orden; se encuentran en el xenolito. Presentan textura en esqueleto y forman cúmulos con óxidos, cpx y amp. En algunos se observan coronas de reacción.
Ortopiroxeno	2%	Incoloro	Subhedral (octogonales en corte basal)	<0.1 mm	Cristales independientes de colores de interferencia amarillentos-grises. Pocos forman cúmulos con pl, cpx, amp y opacos y presentan alto grado de fracturamiento (aspecto polarizado).
Clinopiroxeno	5%	Verde *pleocroico	Anhedral, redondeados	0.2-0.5 mm	Forman cúmulos con cristales de amp, pl y opacos. Algunos presentan coronas de amp y rasgos de alteración tipo urutilización (colores de interferencia naranja-rosa-azul) y maclas simples.
Plagioclasa	18%	Incoloro	Tabulares e irregulares con bordes reabsorbidos	0.2 - 1 mm	Se observan cristales de tres tamaños: >0.5 mm; entre 0.3 y 0.5 mm y <0.3 mm. La mayoría presentan textura sieve y zonación a parche y oscilatoria. Algunos cristales <0.3 mm conservan de mejor forma su hábito tabular, y en zonas se disponen en una dirección. An=50%
Anfibol	10%	Incoloro-rosáceo a rojizo	Subhedral-euhedral, prismáticos y hexagonales en corte basal.	0.2-1.5 mm	Se diferencian tres familias: 1F que corresponde a cristales fantasma rellenos de microlitos; 2F en la que se distingue la exfoliación y color del anfibol (oxihbd), presentan bordes de oxidación y coronas de reacción. Y 3F, que es la menos alterada, se compone de cristales prismáticos que generalmente aparecen formando cúmulos con pl, cpx y opacos. Presentan textura poquilítica y en esqueleto. amp Fm=20%
MATRIZ	10%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	8%	Se distinguen microcristales alargados en la masa vítrea.			
Piroxeno	2%	Se encuentran con formas redondeadas y colores de interferencia azules-amarillentos.			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Oxidos	Isotrópico	Subredondeados	<0.2 mm	Se encuentran en la matriz y formando cúmulos con pl y ppx.
VIDRIO	30%	Color café-isotrópico. Conforma una gran masa que rodea a los fenocristales.			
VESÍCULAS	20%	Espacios amorfos de tamaños hasta de 1 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La muestra presenta un xenolito de composición gabroica (pl+opx+cpx) y textura intergranular. En la roca se observan esencialmente dos familias de fenocristales: 1F, de tamaños >0.5 mm y 2F, que corresponde mayormente plagioclasas de tamaños alrededor de 0.1 mm que se encuentran dispuestas de forma paralela en una dirección. Además, se distinguen cristales fantasma de anfibol, rellenos con microlitos de opacos y cpx. Las texturas de desequilibrio tipo sieve en pl son comunes.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5 x					
					
Aumento 10 x					
					
					
Tipo de Roca:	Andesita de dos piroxenos				

MUESTRA	REV 47 (REV 47)	GRUPO	2002		
ORIGEN	LF1: 6/11/2002	% SiO2	57,30		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumuloídica, seriada con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	35%	Color	Forma		
			Tamaño		
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	<1%	Incoloro-rosado	Subhedral rúbico	<0.5 mm	La mayoría presnetta tamaños menores a 0.5 mm y están recrystalizando a clinopiroxeno. También se observan coronas de reacción y fracturamiento del cristal.
Ortopiroxeno	2%	Incoloro	Subhedral (octogonales en corte basal)	<0.1 mm	Cristales independientes de colores de interferencia amarillentos-grises. Pocos forman cúmulos con pl, cpx, amp y opacos.
Clinopiroxeno	8%	Verde, pleocroismo débil	Anhedral, redondeados	0.2-0.5 mm	Forman cúmulos con cristales de amp, pl y opacos. Algunos presentan coronas de amp y rasgos de alteración tipo uralitización (colores de interferencia naranja-rosa-azul) o recrystalización a partir de olivino. También se observan maclas simples y lamelares.
Plagioclasa	15%	Incoloro	Subhedral: tabular e irregular con bordes reabsorbidos	0.2 - 1 mm	Se aprecian al menos 2 familias: 1F >0.5 mm donde se destacan textura sieve y zonación a parche y oscilatoria. Los cristales que no están alterados presentan maclas polisintéticas y tipo Carlsbad. La familia 2F <0.3 mm tiene hábito tabular y están dispuestas en una dirección. Se encunetran menos alteradas. An=60%
Anfibol	10%	Incoloro-rosáceo a rojizo	Subhedral-euhedral, prismáticos y hexagonales en corte basal, a veces con bordes redondeados.	0.2-1.5 mm	Se observan 3 familias: 1F: cristales parcial o totalmente destruidos, rellenos de microlitos. 2F: cristales oxidados color rojizo, con grandes coronas de reacción compuesas por pl y cpx y/o bordes de oxidación negros. 3F: cristales independientes de hábito prismático, a veces intercrecen con o sobre piroxenos y forman cúmulos con pl y opacos. amp Fm=20%
MATRIZ	13%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	8%	Se distinguen microcristales alargados en la masa vítrea <0.1 mm.			
Piroxeno/anfibol	5%	Microlitos redondeados con colores de interferencia azules, amarillentos. Tamaños <0.1 mm.			
M. ACCESORIOS	2%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subredondeados	<0.2 mm	Se encuentran en la matriz y formando cúmulos con pl y ppx.
VIDRIO	32%	Color café-isotrópico. Conformar una gran masa que rodea a los fenocristales.			
VESÍCULAS	18%	Espacios amorfos de tamaños hasta de 1 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La muestra posee un porcentaje importante de anfibol, donde se destacan bordes de deshidratación y coronas de reacción. Además, se observan pseudomorfos de anfibol, rellenos con microcristales de piroxeno y opacos. Posible alteración: uralitización.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
Aumento 10 x					
Tipo de Roca:	Andesita anfibólica				

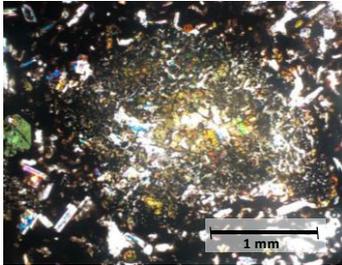
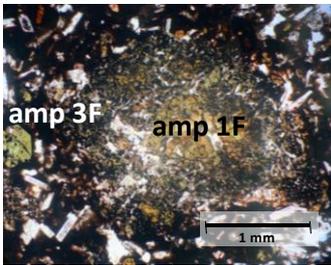
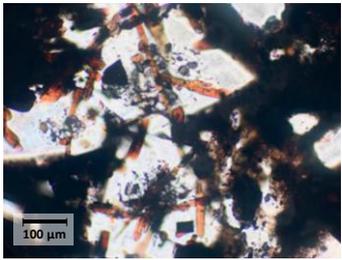
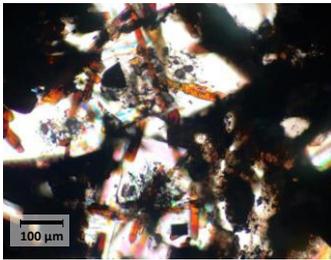
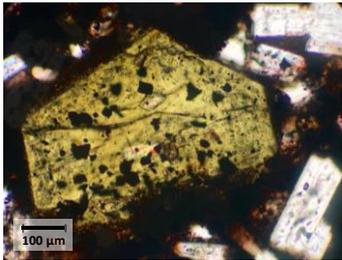
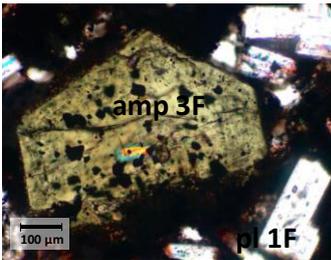
MUESTRA	REV 20 (REV Flow1 sample1)	GRUPO	2002		
ORIGEN	LF1: 6/11/2002	% SiO2	58,00		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino, cumuloídica con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	35%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	0%	-	-	-	-
Ortopiroxeno	2%	Incoloro	Subhedral (octogonales en corte basal)	<0.1 mm	Cristales independientes de colores de interferencia amarillentos-grises. Pocos forman cúmulos con pl, cpx, amp y opacos. Algunos alteran a cpx.
Clinopiroxeno	5%	Verde *pleocroico	Anhedral, redondeados	0.2-0.5 mm	Forman cúmulos con cristales de amp, pl y opacos. Algunos presentan coronas de amp y rasgos de alteración tipo uralitización (colores de interferencia naranja-rosa-azul)
Plagioclasa	16%	Incoloro	Tabulares e irregulares con bordes reabsorbidos	0.2 - 1 mm	Se observan 3 grupos en función de su tamaño (>0.2 mm, 0.3-0.5 mm, >0.5 mm) y 2 familias por grado de alteración: 1F incluye cristales de todos los tamaños con texturas celulares y zonación a parche y oscilatoria. 2F únicamente cristales medianos y grandes no alterados. Las pl de <0.3 mm con hábito tabular crecen sobre grandes cristales de amp (txt poiquilitica). An=50%
Anfibol	12%	Incoloro-rosáceo a rojizo	Subhedral-euhedral, prismáticos y hexagonales en corte basal, con bordes redondeados	0.2-1.5 mm	Se observan 3 familias: 1F: cristales parcial o totalmente destruidos, rellenos de microlitos y opacos. 2F: cristales oxidados color rojizo, con coronas de reacción formadas por pl, cpx y óxidos. 3F: cristales independientes de hábito prismático, a veces intercreciendo con o sobre piroxenos y formando cúmulos también con pl y opacos. Presentan bordes de oxidación y algunos, maclas simples. amp Fm=15%
MATRIZ	20%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Se distinguen microcristales alargados en la masa vítrea.			
Piroxeno	5%	Formas redondeadas y prismáticas de alta birrefringencia respecto a las plagioclasas.			
M. ACCESORIOS	2%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Angulosos	<0.2 mm	Se encuentran en la matriz y formando cúmulos con pl, px y amp.
VIDRIO	20%	Color café-isotrópico. Conforman una gran masa que rodea a los fenocristales.			
VESÍCULAS	23%	Espacios irregulares de tamaños hasta de 0.5 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
Los cúmulos alcanzan tamaños de hasta 3 mm y están compuestos por pl, amp, cpx y opacos. Es muy común que los cristales de cpx estén alterándose a amp. Se observan maclas simples y lamelares en cpx y amp. Prácticamente presenta las mismas características que las muestras REV 43 y REV 47 descritas anteriormente, exceptuando la ausencia de olivino.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					
Tipo de Roca:	Andesita anfibólica				

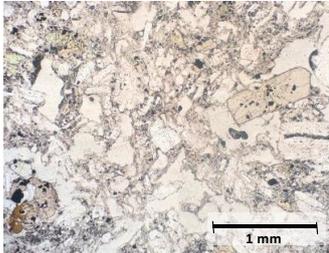
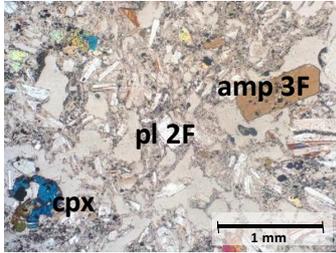
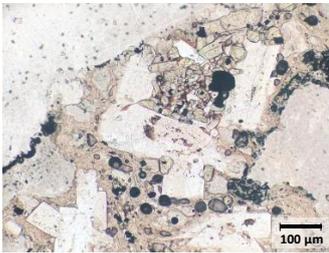
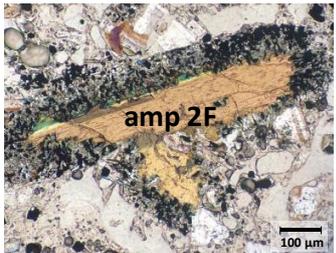
MUESTRA	REV 20B (REV 20)	GRUPO	2002
ORIGEN	LF1: 6/11/2002	% SiO ₂	56,45
ANÁLISIS MICROSCÓPICO			
Textura	Porfírica de grano medio- fino, cumuloídica, seriada con matriz criptocristalina.		
Estructura	Vesiculada-Masiva		
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS	
FENOCRISTALES	50%	Color	Forma
			Tamaño
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	1%	Incoloro-verde agua.	Anhedral, rómbico con bordes redondeados.
			<0.2 mm
			Presentan colores de birrefringencia variables entre celeste y rosa de V orden. Probablemente recristalizando a cpx.
Ortopiroxeno	5%	Incoloro-amarillento	Subhedral/euhedral, octagonales y prismáticos.
			0.1-0.3 mm
			Aparecen como cristales individuales y formando agregados con cpx y pl. Algunos presentan inclusiones de minerales opacos y macias sandwich.
Clinopiroxeno	14%	Amarillo pálido, pleocroísmo débil.	Euhedral-anhedral, prismáticos alargados y octagonales.
			0.1-0.5 mm
			Se encuentran de forma individual y formando cúmulos con opx, pl y amp. Algunos están alterando a anfíbol y otros presentan macias simples y/o compuestas lamelares y coronas de reacción.
Plagioclasa	20%	Incolora	Subhedral/Anhedral, hábito tabular a prismático y en aglomerados.
			0.2-1 mm
			Se observan cristales y aglomerados de cristales de entre 0.5 y 1 mm. Se distinguen 2 familias: Una se caracteriza por la irregularidad en su forma, bordes redondeados y textura sieve al centro y a los bordes. Algunos presentan zonación, con extinción ondulatoria e inclusiones de anfíbol. Y la segunda se forma de cristales de hábito tabular a prismático que exponen con mayor frecuencia macias compuestas, hasta en cruz. An=60%
Anfíbol	10%	Incoloro, verde y marrón. Pleocroísmo moderado a fuerte.	Euhedral-anhedral, de hábito prismático: hexagonales en corte basal y alargados. Algunos con bordes
			0.3-2 mm
			Se diferencian 2 familias: 1F compuesta por minerales fantasma, que conservan la forma exterior pero han sido reemplazados por microlitos de cpx, ol y opacos. Y 2F que contiene cristales oxidados de alto relieve debido al borde de deshidratación. En estos la variedad de tamaño es notable, estando los más grandes (0.5-1.5 mm) afectados por el crecimiento de pl (textura poiquilitica y subofítica). También forman agregados con cpx, pl y opacos. amp Fm: 80%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS	
Plagioclasa	10%	Microlitos alargados, a veces dispuestos en forma subparalela. Tamaños <0.05 mm.	
Piroxeno	5%	Se observan microlitos anhedrales, redondos de alta birrefringencia: cpx. Tamaños <0.05 mm.	
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS	
Opacos	Oxidos	Isotrópico	Subangulosos <0.1 - 0.3 mm
			En la matriz, individuales, formando cúmulos, en microlitos y como inclusiones
VIDRIO	10%	Conforma una masa café-isotrópica que rodea a los fenocristales y microlitos de la matriz.	
VESÍCULAS	20%	Formas irregulares de tamaños <0.5 mm.	
Total	100%		
OBSERVACIONES			
Los cúmulos de la roca se componen generalmente de pl, px, amp y minerales opacos; y alcanzan tamaños de hasta 2 mm. Se diferencian al menos dos familias de minerales en pl y amp y se destacan texturas de desequilibrio sieve en pl y poiquilitica en amp. Además son comunes los intercrecimientos minerales y macias en casi todos los minerales.			
REPRESENTACIÓN GRÁFICA			
Aumento 2.5x			
			
Aumento 10x			
			
			
Tipo de roca	Andesita de dos piroxenos		

MUESTRA	REV 55 (REV 55)	GRUPO	2002		
ORIGEN	LF1:06/11/2002	% SiO ₂	57,80		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino, cumolofídica, seriada con matriz criptocristalina				
Estructura	Vesiculada-escoriácea.				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	35%	Color	Forma		
			Tamaño		
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	<1%	Incoloro-azulado, pleocroismo muy débil	Anhedral rómbico: bordes redondeados	<0.2 mm	Presentan fracturamiento intenso y textura en esqueleto. Se distinguen por su alto relieve y colores de interferencia verde-azulados de V orden. Algunos forman cúmulos con cpx y amp, o están como inclusiones.
Ortopiroxeno	6%	Incoloro-amarillo bajo	Euhedral octagonal en corte transversal	<0.4 mm	Tienen aspecto corroído y a aparecen bastante fracturados. A veces recristalizando a cpx o alterando a amp y formando cúmulos con amp, pl, cpx y opacos.
Clinopiroxeno	4%	Amarillento-azulado. Bajo pleocroismo	Anhedral subredondeado a redondeado	<0.1-0.3 mm	Forman agregados con opx, amp, pl y minerales opacos. Se distinguen por sus colores de interferencia zules-morados-rosados. Presentan maclas lamelares.
Plagioclasa	18%	Incolora	Subhedral-anhedral tabular con bordes irregulares	0,3-1 mm	Se observan al menos 2 familias: 1F: cristales de aproximadamente 0.5 mm y 2F<0.25 mm. En la primera se observa textura sieve, celular en esponja gruesa y bordes corroídos en cristales individuales y compuestos. Ene esta se diferencia un grupo más pequeño de hábito tabular-prismático con menos rasgos de desequilibrio. La 2F son cristales menos alterados. Presentan maclas polinstéticas y Carlsbad. An=50%
Anfibol	7%	Verde-rojizo de pelocroismo medio	Prismáticos con bordes corroídos y hexagonales en corte transversal (euhedral-subhedral).	<0.1-0,1 mm	La mayoría presenta bordes de reacción y oxidación. Los más grandes (que alcanzan los 0.5 mm) presentan textura poiquítica. También se observan corazones de cpx y zonación con extinción concéntrica. Se diferencian al menos 2 familias: 1F, cuyos fenocristales están casi totalmente destruidos y reemplazados por microlitos y 2F que envuelve cristales, a veces oxidados, con coronas de reacción, bordes de deshidratación y textura en esqueleto. amp Fm=10%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos prismáticos dispuestos de forma desordenada en la matriz.			
Piroxeno	5%	Se observan microlitos anhedrales, redondos de alta birrefringencia: cpx. Tamaños <0.0.5 mm.			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Oxidos	Isotrópico	Subangulosos	<0.3 mm	Formas irregulares en la matriz y formando agregados poligranulares.
VIDRIO	10%	Conforma una masa café-isotrópica que rodea a los microlitos de la matriz y fenocristales			
VESICULAS	35%	Presentan varios tamaños: <0.1-1 mm y formas irregulares y amorfas.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
En esta roca aumenta la cantidad de anfíbol, y se diferencian al menos 2 familias (al igual que en la plagioclasa): cristales alterados y no alterados. Son comunes los agregados poligranulares de amp, px y pl (± ol).					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita anfibólica				

MUESTRA	REV 54 (REV 54)	GRUPO	2002		
ORIGEN	LF2: 21/11/2002	%SiO ₂	53,40		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumuloídica, seriada, con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	50%	Color	Forma		
			Tamaño		
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	3%	Incoloro-amarillento	Subhedral, rómbico y redondeados	<1 mm	Presentan textura esquelética, con rastros de recristalización de cpx. Colores de interferencia rosa-amarillo-azul III y IV orden.
Ortopiroxeno	5%	Incoloro	Euhedrales (octogonales en corte basal)	<0.1 mm	Pocos cristales independientes; forman cúmulos con cpx y ol? Presentan maclas lamelares con cpx.
Clinopiroxeno	15%	Incoloros hasta rosa bajo, pleocroismo débil	Anhedral, redondeados y alargados prismáticos en corte longitudinal	0.2-0.5 mm	Forman cúmulos con cristales de amp, pl, ol y opacos. Presentan bordes de crecimiento de amp rojo; algunas recristalizando a opx.
Plagioclasa	22%	Incoloro	Tabulares e irregulares con bordes reabsorbidos y subredondeados	0.2 - 1 mm	Se aprecian 2 familias: 1F tiene cristales de >0.5 mm donde se destacan formas cuadradas y subredondeadas con zonación oscilatoria y a parche (bordes reabsorbidos), cristales entre 0.5 y 0,2 mm, con hábitos tabulares y maclas polisintéticas dispuestas en forma subparalela en ciertas secciones; y <0.2 mm con hábito tabular, en menor proporción y desordenadas. La 2F se compone de cristales poco alterados >0.5 mm An=70%
Anfibol	5%	Incoloro-rosáceo a rojizo	Subhedral-euhedral, prismáticos y hexagonales en corte basal.	0.2-2 mm	Se distinguen al menos 2 familias: 2F con bordes de deshidratación y con coronas de reacción y 3F: que corresponden a cristales menos alterados, con formas prismáticas. Presentan variedad de colores de interferencia: verdes, azules, morados y rojos. Algunos se presentan como recristalización sobre cpx. amp Fm=25%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Se distinguen microcristales alargados y desordenados en la masa vítrea.			
Piroxeno	5%	Se distinguen formas redondeadas de alta birrefrancia: cpx. Muy poco opx, igualmente anhedral.			
M. ACESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subredondeados	<0.2 mm	Se encuentran en la matriz y formando cúmulos con pl y ppx.
VIDRIO	10%	Color café-isotrópico. Conforman una gran masa que rodea a los fenocristales.			
VESICULAS	20%	Espacios amorfos de tamaños variados, incluso mayores a 1 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La muestra contiene un porcentaje mínimo de olivino, generalmente de formas redondeadas y rómbicas con los bordes desgastados y textura esquelética. En los aglomerados mineralre usualmente se observa cpx con maclas lamelares, pl, anfíbol y a veces olivino alterado.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
					
Aumento 10x					
					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

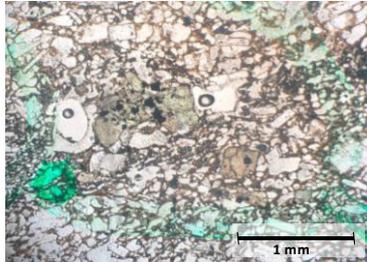
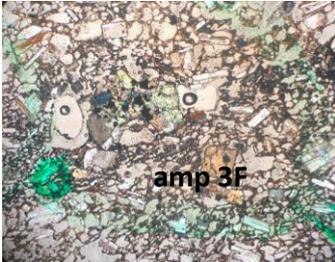
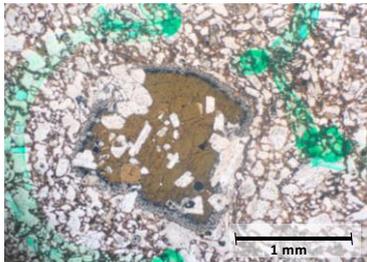
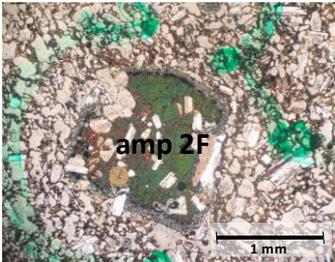
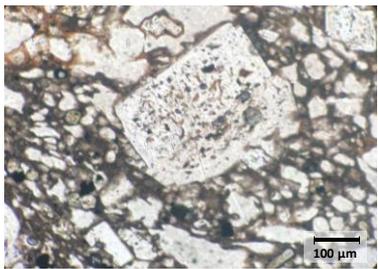
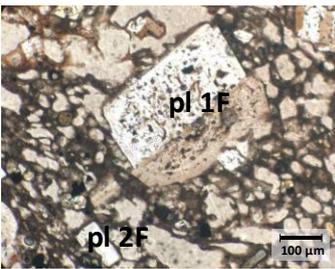
MUESTRA	REV 53A (REV 53A)	GRUPO	2002		
ORIGEN	LF2: 21/1/2002	% SiO ₂	53,50		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumolofídica, seriada con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	45%	Color	Forma		
			Tamaño		
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	2%	Incoloro-amarillento	Subhedral, rómbico y redondeados	<1 mm	Presentan textura esquelética, con rastros de recristalización de cpx. Colores de interferencia rosa-amarillo-azul 3 y 4 orden.
Ortopiroxeno	4%	Incoloro	Euhedrales (octogonales en corte basal)	<0.1 mm	Pocos cristales independientes; forman cúmulos con cpx y ol. Presentan maclas lamelares con cpx.
Clinopiroxeno	10%	Incoloros hasta rosa bajo	Anhedral, redondeados y alargados prismáticos en corte longitudinal	0.2-0.5 mm	Forman cúmulos con cristales de amp, pl, ol y opacos. Presentan bordes de crecimiento de amp rojo; algunos recristalizando desde opx y fracturados.
Plagioclasa	23%	Incoloro	Tabulares e irreglares con bordes reabsorbidos y subredondeados	0.1 - 2 mm	Se diferencian 2 familias: 1F incluye cristales alterados >0.6 mm que presentan texturas de reabsorción: celular en esponja, sieve y parche, con bordes redondeado y cristales <0.3 mm con formas cuadradas y rectangulares subredondeados con textura sieve, zonación oscilatoria e inclusiones. La familia 2F generalment se compone de cristales subhedrales de hábito tabular (0.2-0.5 mm aprox) con maclas polisintéticas. An=60%.
Antibol	6%	Incoloro-verdoso a rojizo	Subhedral-euhedral, prismáticos y hexagonales en corte basal, con bordes redondeados.	0.2-2 mm	Se distinguen 3 familias: 1F, parcial o totalmente destruido, con coronas de reacción y a veces, solo la forma (ghost). 2F: anfíboles oxidados con bordes de deshidratación y 3F: anfíboles jóvenes, conservan su forma hexagonal y prismática y presentan colores de interferencia azules y violeta; a veces aparecen en cúmulos e intercreciendo con piroxeno. Amp Fm= 20%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Se distinguen microcristales alargados y desordenados en la masa vítrea.			
antibol-Piroxeno	5%	Colores rojos y formas redondadas, anhedrales. También se observan minerales fantasma con bordes de rx.			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subredondeados	<0.2 mm	Se encuentran en la matriz y formando cúmulos con pl y px.
VIDRIO	20%	Color café-isotrópico. Conformar una gran masa que rodea a los fenocristales y a los microlitos de la matriz.			
VESÍCULAS	15%	Espacios amorfos de varios tamaños (0.3-0.5mm) Algunos espacios presentan antibol hacia los bordes.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La matriz se compone de vidrio volcánico y microcristales tabulares de pl, px y amp (aunque en menor cantidad). Se distinguen 3 familias de minerales en anfíboles. Se destacan texturas de desequilibrio tipo sieve en el centro y a los bordes de pl, como coronas de reacción y bordes de deshidratación. Los aglomerados minerales alcanzan el 1 mm de dimensión y se componen de pl, piroxeno, minerales opacos y amp.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
Aumento 10x					
Tipo de roca	Andesita piroxénica				

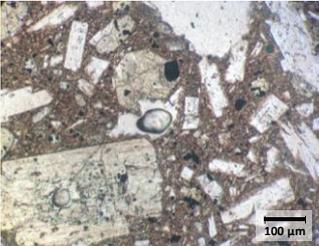
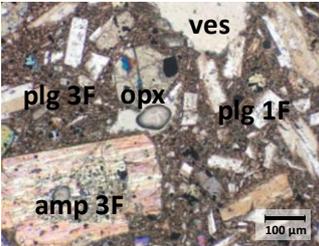
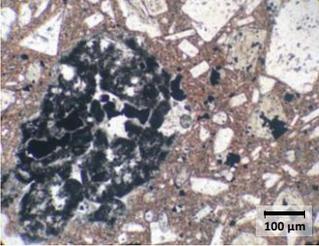
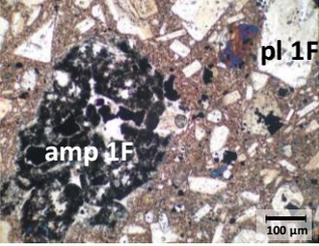
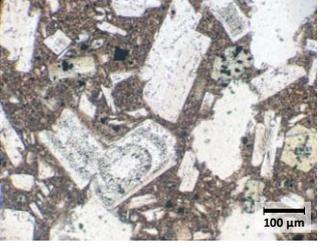
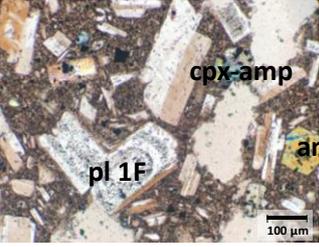
MUESTRA	REV31B (REV Flow2 sample2)	GRUPO	2002		
ORIGEN	LF2: 21/11/2002	% SiO2	54,60		
ANALISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio- fino, vitrofírica.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRIETALES	25%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	1%	Incoloro-rosado bajo	Prismática, euhedral	<0.2 mm.	Cristales individuales con formas prismáticas-euhedrales pero parcialmente destruidas y con aspecto corroído.
Ortopiroxeno	2%	Amarillento	Anhedral, redondeado.	~0.2 mm	Generalmente se encuentran intercrecidos con cpx. Fuerte fracturamiento.
Clinopiroxeno	5%	Verde-pleocroismo moderado	Euhedral-anhedral, hábitos prismáticos a cristales amorfos.	0.2-0.5 mm	Muchos están alterando a amp, presentan maclas lamelares e inclusiones de microlitos de opx y opacos. También forman cúmulos con pl.
Plagioclasa	12%	Incolora	Subhedral, tabular y prismática.	0.2-0.6 mm	Fenocristales individuales y aglomerados. Presentan bordes reabsorbidos y redondeados, zonación y textura sieve y en esponja gruesa al centro y a los bordes. Por el tamaño y hábito se diferencian 2 posibles grupos: 1 de tamaño > 0.2 mm, donde los cristales están parcial o totalmente destruidos y a veces presentan textura poquilitica (por crecimiento de amp) y 2, de menor tamaño que generalmente conforman las coronas de reacción y presentan menos indicios de desequilibrio. Imposible estimar %An.
Anfibol	5%	Verde-rojo oscuro, pleocroismo moderado-alto.	Subhedral, prismático y hexagonal. Algunos con bordes deformados.	0.5-3 mm	La mayoría (1F-2F) corresponde a hbd, Ti-hbd y oxihbd. Todos los cristales se ven desgastados y presentan inclusiones de minerales opacos y cpx. Es común que tengan bordes de oxidación y coronas de reacción, así como zonación y textura sieve al centro. Algunos intercrecen con pl (textura poquilitica). Pocos cristales conservan su forma hexagonal en corte basal y están menos alterados (3F).
MATRIZ	0%	CARACTERÍSTICAS			
	-				
M. ACCESORIOS	10%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Anhedral-Subanguloso	<0.1 - 0.3 mm	Como inclusiones y formando coronas de rx.
VIDRIO	40%	Conforma una masa café rojizo-negra que rodea a los fenocristales. Es Isotrópica y compone toda la matriz de la roca.			
VESICULAS	25%	Formas irregulares alargadas de hasta 2 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
El grosor de la lámina es tal que distorsiona los colores de interferencia de los minerales, lo que dificulta su reconocimiento. El vidrio volcánico conforma gran parte de la roca al componer la matriz en su totalidad. Los cristales se encuentran notablemente desgastados y muchos presentan textura sieve. Además, se destacan cúmulos minerales de hasta 1 mm de tamaño formados normalmente por pl, px y opacos, y a veces amp. Este último corresponde a hbd.					
REPRESENTACION GRAFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita anfibólica				

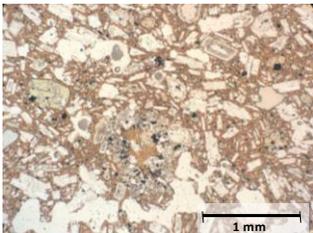
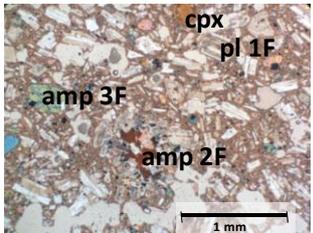
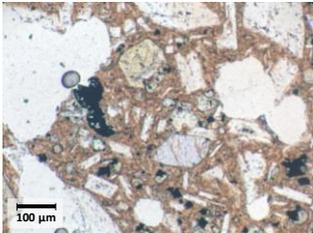
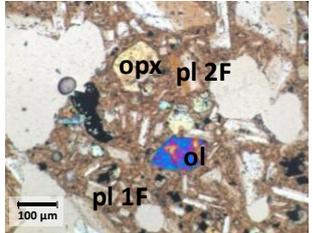
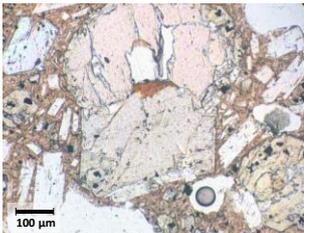
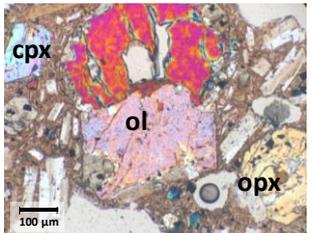
MUESTRA	15BG (REV 15BG) = 15B2	GRUPO	2002		
ORIGEN	PF3 de 2002:3/11/2002	% SiO2	58,60		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino-muy fino con matriz intersertal.				
Estructura	Escoriácea				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRIETALES	25%	Color	Forma	Tamaño	
				Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras	
Olivino	0%	-	-	-	
Ortopiroxeno	1%	Incoloro	Subhedral prismático	<0.2 mm.	Presentan hábitos prismáticos que se distinguen por sus colores de interferencia café amarillentos. En algunos se observan inclusiones de cpx y centros alterados. Además entrecrecen con cpx y forman cúmulos con éstos, pl y anfíbol.
Clinopiroxeno	5%	Incoloro-café claro	Subhedral-anhedral prismático	1-0.2 mm	Incluye una variedad de formas: redondeadas, triangulares, tabulares y prismáticas que presentan colores de interferencia azules y morados fuertes. Algunos incluyen signos de alteración desde olivino, textura sieve y bordes de reacción/oxidación; además, microlitos de pl crecen sobre éstos (en textura ofítica) y algunos parecen alterarse a amp. Forman aglomerados poligranulares.
Plagioclasa	12%	Incoloro	Anhedral-Subhedral tabular	1-0.2 mm	La mayoría presentan zonaciones, maclas polisintéticas, spongy zones y bordes reabsorbidos y desgastados. Algunas forman agregados poligranulares con cpx, amp y opacos y otras exponen centros alterados, rellenos de microlitos de cpx y amp. Un grupo de entre 0,3-0.5 mm se diferencia por estar poco. Ocasionalmente crece sobre cpx y amp en textura ofítica y poiquilítica. An= 50%
Anfíbol	7%	Verdoso a marrón	Anhedral-Subhedral prismático	<0.5 mm.	Son cristales alterados con formas irregulares y bordes desgastados. Se distinguen 3F: 1F, de la que queda únicamente la forma pseudo-hexagonal típica del amp, rellena de microlitos de cpx y minerales opacos (15%). La 2F (10%) se compone de cristales de hbd marrón con bordes de oxidación y coronas de reacción compuestas por cpx y opacos. Y la 3F (75%) incluye el resto de anfíbol, con variedad de colores de interferencia, que mantienen sus características y están menos alterados, aunque sí desgastados. Éstos forman cúmulos con pl y px. Amp Fm=20%
MATRIZ	10%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos tabulares sin orientación aparente y esporádicamente en la matriz.			
Piroxeno-Anfíbol	5%	Microlitos amorfos: redondeados y alargados de colores de interferencia azules y amarillos.			
M. ACCESORIOS	3%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Oxidos	Isotrópico	Subangulosos	<0.1 mm	Individuales y como inclusiones en plagioclasa.
VIDRIO	30%	Constituye una masa incolora-café claro, isotrópica. Ocupa espacios entre fenocristales y se mezcla con microlitos.			
VESÍCULAS	32%	Constituye una gran parte de la roca, con formas irregulares hasta de 2mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
En esta lámina el vidrio volcánico presenta un color más claro. En su mayoría, los minerales presentan aspecto corroído y bordes desgastados. La 2F de anfíbol presenta coronas de reacción cuya composición es típicamente gabraica.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita anfibólica				

MUESTRA	15BN (15BN) = 15E	GRUPO	2002		
ORIGEN	PF3 de 2002: 3/11/2002	% SiO2	58,65		
ANALISIS MICROSCOPICO					
Textura	Porfirítica de grano fino, seriada, vitrofírica.				
Estructura	Escoriácea				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	25%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	0%	-	-	-	-
Ortopiroxeno	1%	Incoloro	Subhedral: prismático	<0.3 mm	Generalmente están alterando a cpx. Presentan centros alterados y aspecto corroído.
Clinopiroxeno	4%	Amarillento	Subhedral: prismático octagonal y redondeados	<0.5 mm	Presentan maclas simples y lamelares. Aparecen de forma individual con formas prismáticas y en aglomerados con pl, amp y opacos, más redondeados y fracturados. En algunos se observan coronas de oxidación.
Plagioclasa	13%	Incolora	Subhedral- Anhedral: tabular	1-0.3 mm	Se diferencian dos familias: 1F con cristales alterados con textura sieve, spongy zones, zonación, bordes reabsorbidos y maclas. Presentan tamaños variables de entre 0.2 y 1 mm. Los cristales > 0.5 mm también aparecen en entrecrecimientos con otras, mientras que los cristales de < 0.4 mm. a veces están dispuestas de forma subparalela. La familia 2F se compone de cristales con muy poca alteración, pero sí presentan maclas simple y polisistémicas. An=50%
Anfibol	7%	Verde-rojizo-marrón	Anhedral tabular alargado y hexagonal	0.2- 1 mm	Se diferencian tres familias: 1F en la que únicamente se distingue la forma y está relleno de mirolitos de cpx y opacos. La 2F se compone mayormente de anfibol marrón con coronas de reacción compuestas por cpx y opacos. La 3F posee cristales menos alterados que generalmente forman cúmulos con cpx y pl (a veces se observa textura poquilitica), pero también en forma individual, eventualmente fracturados y con centros alterados. amp Fm=30%
MATRIZ	7%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	4%	Microlitos prismáticos de <0.1 mm, con bordes redondeados.			
Piroxeno	3%	Microlitos prismáticos y redondeados de <0.1 mm y colores de interferencia azules.			
M. ACCESORIOS	3%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subangulosos	<0.3 mm	Se encuentran rellenando minerales fantasma, en cúmulos, como inclusiones e individuales.
VIDRIO	30%	Constituye una masa café oscura-negra isotrópica que envuelve a los fenocristales			
VESÍCULAS	35%	Presentan formas preferentemente redondeadas de varios tamaños, desde 0.1 mm, hasta de 1 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
El vidrio volcánico compone gran parte de la roca. En ciertas secciones se observa disposición de las plagioclasas en una dirección. Las vesículas presentan varios tamaños y se encuentran en la matriz vítea alcanzando tamaños de hasta 1 mm. Se destacan 3 familias de anfibol y 2 de pl.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					
Tipo de roca	Andesita de dos piroxenos				

MUESTRA	16A (16A) = 15BP	GRUPO	2002		
ORIGEN	PF3 de 2002: 3/11/2002	%SiO2	58,60		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino seriada, vitrofírica con matriz intersertal.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	20%	Color	Forma		
			Tamaño		
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	0%	-	-	-	
Ortopiroxeno	1%	Incoloro-amarillento, pleocroísmo débil	Euhedral: prismático (octogonal)	<0.2 mm	Se encuentran usualmente destruidos, con aspecto de corrosión intensa. Se observa gran fracturamiento y signos de recristalización a cpx.
Clinopiroxeno	4%	Amarillento de bajo pleocroísmo	Euhedral-subhedral prismático	<0.25 mm	Presentan maclas simples y lamelares. Se presentan de forma individual y formando aglomerados poligranulares, a veces con plagioclasa y minerales opacos.
Plagioclasa	9%	Incoloro	Subhedral-euhedral: tabular	1-0.2 mm	Se distinguen al menos dos familias, siendo la más abundante 2F con cristales de tamaños que rodean los 0.3 mm. Estos se disponen de forma subparalela siguiendo una dirección de orientación. Presentan maclas polisintéticas. La 1F > 0.5 mm se compone de cristales con bordes reabsorbidos, simples y compuestos, spongy zones, textura sieve y zonación. An=60%
Anfibol	6%	Café verdoso y marrón; pleocroísmo fuerte.	Subhedral-anhedral prismático y acicular	<0.8 mm	Se diferencian dos familias: 2F, que se caracteriza por presentar formas anhedrales con coronas de reacción compuestas por cpx y minerales opacos. La 3F contiene cristales euhedrales-subhedrales, generalmente hornblendas con corazones incoloros y opacos; sin bordes de reacción/oxidación. También se observan formas prismáticas con intercrecimiento de pl en textura poiquilítica y pequeños cristales aciculares dispuestos en forma subparalela. Amp Fm=15%
MATRIZ	6%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	3%	Microlitos <0.1 mm con hábitos prismáticos. Están distribuidos de forma irregular en la matriz.			
Piroxeno-Anfibol	3%	Microlitos <0.1 mm, con formas redondeadas y hexagonales. Colores de interferencia marrones-azules y amarillos.			
M. ACCESORIOS	4%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subangulosos	<0.1 mm	Usualmente distribuidos en la matriz, tienen formas cuadradas, angulares.
VIDRIO	25%	Corresponde a la masa sotrópica color café claro-blancuzca que compone la matriz.			
VESÍCULAS	45%	Presentan tamaños y formas variables, hasta 1.5 mm. Las más pequeñas son redondeadas y las más grandes ovaladas.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La 2F de anfíbol y pl pueden ser contemporáneas tomando en cuenta que ambos poseen tamaños similares y están dispuestos según la dirección de movimiento del flujo. En general, es una roca de grano muy fino, en la que los fenocristales se encuentran desgastados y presentan texturas de desequilibrio: sieve, bordes reabsorbidos, corazones alterados, zonación, etc.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
Aumento 10x					
Tipo de roca	Andesita de dos piroxenos				

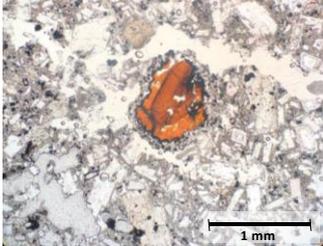
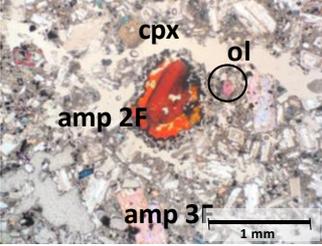
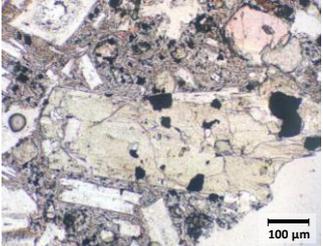
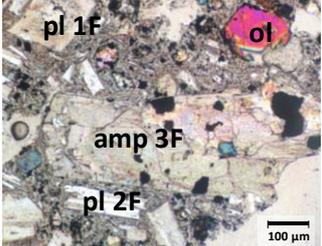
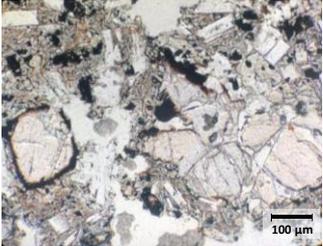
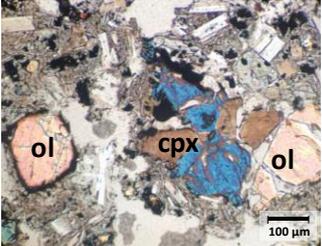
MUESTRA	REV 16F (REV 16F)	GRUPO	2002	
ORIGEN	PF3 de 2002: 3/11/2002	%SiO2	58,80	
ANÁLISIS MICROSCÓPICO				
Textura	Porfírica de grano medio-fino, glomeroporfídica y vitrofírica, con matriz intersertal.			
Estructura	Escoriácea			
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS		
FENOCRISTALES	22%	Color	Forma	Tamaño
		Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	0%	-	-	-
Ortopiroxeno	<1%	Café claro, pleocroísmo débil	Subhedral: prismático alargado	<0.2 mm
Clinopiroxeno	5%	Incoloro, café claro, pleocroísmo débil	Ahedral: ovalados y prismático alargado	<0.3 mm
Plagioclasa	10%	Incolora	Ahedral-euhedral: prismático, tabular	0.2- 0.8 mm
Anfibol	7%	Verde-rojizo-marrón, pleocroísmo fuerte	Euhedral-subhedral, prismático e irregular	2-0,2 mm
MATRIZ	5%	CARACTERÍSTICAS		
Plagioclasa	3%	Microlitos <0.1 mm con hábitos prismáticos. Están distribuidos de forma irregular en la matriz.		
Piroxeno-Anfibol	2%	Microlitos <0.1 mm, con formas redondeadas, hexagonales y alargadas. Colores de interferencia: café, azul y verde.		
M. ACCESORIOS	3%	CARACTERÍSTICAS		
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subangulosos	<0.1 mm
		Formando cúmulos, en coronas de reacción, rodeando VESÍCULAS y en la matriz (tono rojizo).		
VIDRIO	25%	Se observa como una masa negra-café, isotrópica que envuelve a los fenocristales de la roca.		
VESÍCULAS	45%	Presentan tamaños y formas variables, hasta 0.5 mm. Algunas conservan formas minerales, pero generalmente son ovaladas e		
Total	100%			
OBSERVACIONES				
La matriz vítrea color negro de la roca adquiere tonos rojizos en ciertas secciones, debido a los óxidos. Los cúmulos poligranulares se componen de cpx, pl, amp y minerales opacos. Alcanzan tamaños de hasta 1 mm.				
REPRESENTACIÓN GRÁFICA				
Aumento 2.5x				
				
				
Aumento 10x				
				
Tipo de roca	Andesita anfibólica			

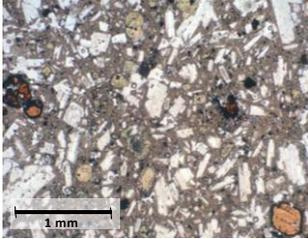
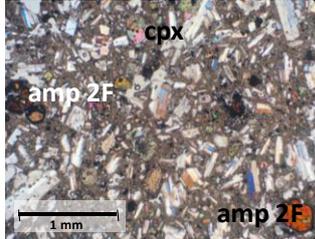
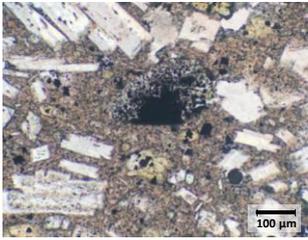
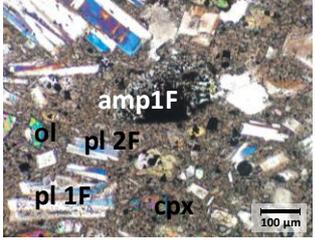
MUESTRA	REV 50 (REV 50)	GRUPO	2004-2005		
ORIGEN	LF3: 1/11/2004	% SiO2	55.20		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino, hipocristalina, seriada con matriz criptocristalina				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	50%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	1%	Incoloro	Rómbica, subhedral	<0,1 mm	Ocasionalmente aparecen asociados a cpx. Colores de interferencia rosados-verdes de V orden.
Ortopiroxeno	5%	Incoloros	Generalmente octogonales subhedrales	<0.25 mm	Presentan extinción concéntrica, colores de interferencia amarillos-grises. En algunos se observan rastros de recristalización a cpx.
Clinopiroxeno	12%	Amarillentos: pleocrosimo bajo	Euhedrales-ahedrales: octogonales a amorfos alargados	0,2-0.8 mm	Aparecen como cristales individuales, con maclas lamelares y a veces alterando a anfíbol. También forman agregados con pl, opacos y anfíbol.
Plagioclasa	25%	Incoloros	Euhedral-ahedral, tabulares, con bordes redondeados.	Variado: desde 2 mm, hasta <0,2 mm	Se distinguen al menos 2 familias: 1F (≥ 0.2 mm) donde es común encontrar textura sieve, zonación y extinción ondulatoria en los cristales. Se destacan maclas polisintéticas y corazones alterados en algunos fenocristales. La familia 2F (<0.2 mm) no presenta texturas de desequilibrio. An=60%
Anfíbol	7%	Incoloro-verdoso a rojizo marrón. Alto pleocroísmo	Subhedral-ahedral, alargados y heagonales en corte basal.	0,2-1 mm	Se diferencian 3 familias. 1F de > de 1 mm que se encuentran parcial a totalmente destruidos y reemplazados por opacos (probablemente mag y cpx), de centro a bordes. La 2F se compone de cristales comúnmente color rojo-marrón, con bordes de oxidación. La 3F corresponde a un grupo de cristales menos alterados que conservan la forma y los colores verdosos. Sin embargo, sí se observan centros alterados. También forman agregados con cpx, pl y opacos. Amp Fm=30%
MATRIZ	12%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	9%	Microcristales de hábito tabular, de tamaños menores a 0.3 mm e incoloros.			
Piroxeno	3%	Formas redondeadas y tamaños menores a 0.3 mm; cpx>opx.			
Olivino	1%	Formas subhedrales rómbicas y redondeadas <0.2 mm. Colores de interferencia rosa/verde de IV y V orden.			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subangulosos	0.5 a <0.1 mm	Se encuentran distribuidos en la matriz y formando agregados poligranulares.
VIDRIO	18%	Conforma una masa café-isotrópica que rodea a los fenocristales y microlitos de la matriz.			
VESÍCULAS	15%	Presentan tamaños entre 0.5 y 1 mm, con formas irregulares.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La muestra presenta al menos 2 familias de fenocristales de plagioclasa y anfíbol, como cristales independientes. También se observan agregados de hasta 1 mm con opx, cpx, pl, amph y minerales opacos, aunque en menor proporción. Las vesículas son de gran tamaño pero están en menor proporción y se destaca la presencia de vidrio volcánico en la matriz de la roca.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita de dos piroxenos				

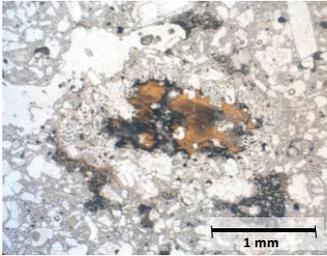
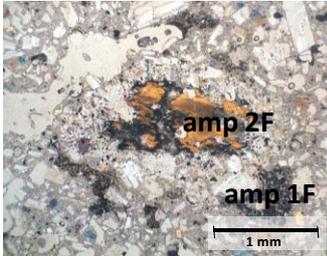
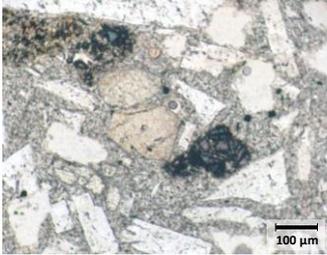
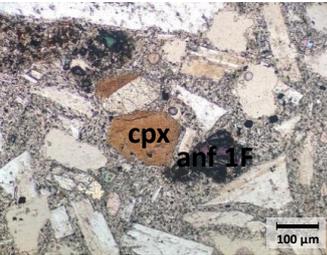
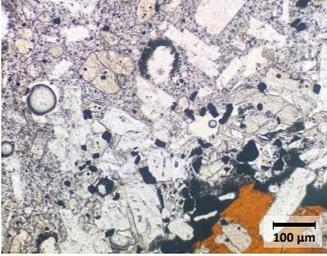
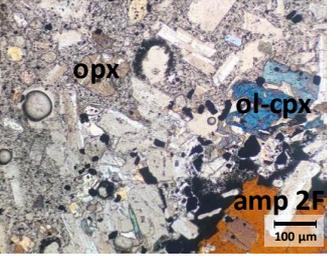
MUESTRA	REV 52 (REV 52)	GRUPO	2004-2005		
ORIGEN	LF3: 1/11/2004	% SiO2	55,30		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, hipocristalina, seriada con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	55%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	2%	Incoloro	Rómbica, subhedral	<0,1 mm	Ocasionalmente aparecen asociados a cpx. Colores de interferencia rosados-verdes de V orden. Presentan coronas de reacción.
Ortopiroxeno	5%	Incoloros	Generalmente octogonales subhedrales	<0.25 mm	Presentan extinción concéntrica, colores de interferencia amarillos-grises. En algunos se observan rastros de recristalización a cpx.
Clinopiroxeno	12%	Amarillentos: pleocrosimo bajo	Euhedrales-ahedrales: octogonales a amorfos alargados	0,2-0.8 mm	Aparecen como cristales individuales, con maclas lamelares y a veces alterando a anfíbol. También forman agregados con pl opacos y anfíbol. Algunos presentan textura sieve.
Plagioclasa	30%	Incoloros	Euhedral-ahedral, tabulares, con bordes redondeados.	Variado: desde 2 mm, hasta <0,2 mm	Se distinguen 2 familias: 1F (~1 - 0.5 mm), cuyos cristales están fuertemente zonados y presentan textura sieve en el centro y hacia los bordes; además de maclas simples y polisintéticas. A veces aparecen entrecreciendo unos con otros y formando agregados con amp, px y opacos. La familia 2F tiene a los cristales más pequeños (<0.3 mm) y normalmente no presentan texturas de desequilibrio, más bien hábito tabular y prismático. An=60%
Anfíbol	6%	Incoloro-verdoso a rojizo-marrón. Alto pleocroismo	Subhedral-ahedral, alargados y heagonales en corte basal.	0,3-2 mm	Se diferencian 3 familias: 1F (0.25 y 1 mm) son cristales que conservan la forma de anfíbol pero han sido parcial/totalmente reemplazados por otros minerales incluyendo mag y cpx. La familia 2F se compone de fenocristales con bordes de oxidación, coronas de reacción y textura poikilitica donde se observa el crecimiento de pl y cpx. La familia 3F corresponde a cristales poco alterados que aparecen de forma individual y formando agregados poligranulares. En algunos se observan corazones alterados. Amp Fm=15%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microcristales de hábito tabular, de tamaños menores a 0.3 mm e incoloros.			
Piroxeno	4%	Formas redondeadas y tamaños menores a 0.3 mm; cpx>opx.			
Olivino	1%	Formas subhedrales rómbicas y redondeadas <0.2 mm. Colores de interferencia rosa/verde de IV y V orden.			
M. ACCESORIOS	3%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subangulosos	0.5 a <0.1 mm	Se encuentran distribuidos en la matriz y formando agregados poligranulares.
VIDRIO	18%	Conforma una masa café-isotrópica que rodea a los fenocristales y microlitos de la matriz.			
VESÍCULAS	9%	Presentan tamaños hasta 1.5 mm, con formas irregulares.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
Las familias 1F y 2F de plagioclasa son muy similares y la diferencia en tamaño es mínima. Además los fenocristales se disponen de forma subparalela indicando orientación por el movimiento del flujo. Es común observar texturas de desequilibrio tipo sieve y bordes reabsorbidos; además de coronas de reacción y texturas porfíricas en amp y cpx.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

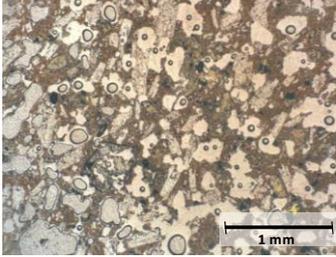
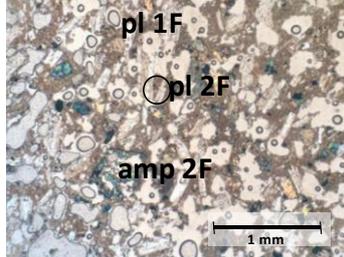
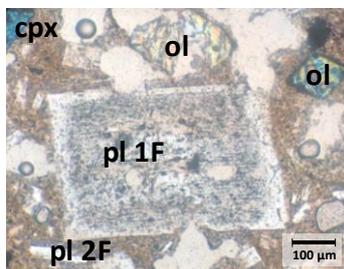
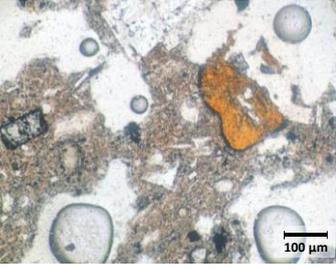
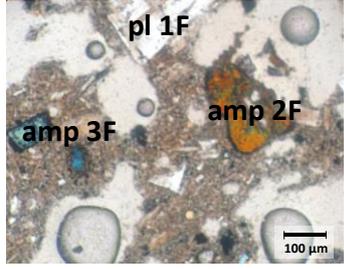
MUESTRA	REV 42A (REV 42A)	GRUPO	2004-2005		
ORIGEN	LF3: 1/11/2004	% SiO₂	56,20		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, seriada, cumuloídica, con matriz intersertal.				
Estructura	Masiva				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	55%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	<1%	Incoloro a verde pálido, pleocroísmo débil.	Subhedral, rómbico con bordes redondeados.	0.05-0.1 mm	Presentan colores de interferencia verdes azulados de V orden. Se encuentran fracturados, a veces con textura esqueletal y recristalizando a cpx-amp?
Ortopiroxeno	8%	Incoloro	Subhedral, prismático.	0.2 mm	Cristales individuales normalmente alargados con bordes destruidos. Algunos presentan coronas de reacción de cpx y maclas simples.
Clinopiroxeno	15%	Incoloro a amarillo pálido. Pleocroísmo muy débil.	Subhedral/anhdral de hábito prismático a irregular redondeado.	<0.1-1 mm	Aparecen como cristales individuales y formando aglomerado con pl y amp. Comúnmente se observan maclas lamelares e interrecrecimientos con opx. Conforman coronas de reacción sobre opx y amp.
Plagioclasa	25%	Incolora	Subhedral tabular y prismático.	0.1-1.5 mm	Se distinguen 2 familias: 1F compuesta por cristales individuales y entrecrecidos de tamaños entre 0.3 y 1 mm, y 2F, con cristales más pequeños (<0.3 mm), generalmente individuales. En la 1F se observan texturas en esponja gruesa y spongy zones hacia los bordes, también zonación y maclas simples y polisintéticas. La 2F casi no presenta alteración. Usualmente son cristales con maclas simples y polisintéticas de hábito prismático (0.4-0.6 mm). An=50%.
Anfibol	7%	Verde a marrón, pleocroísmo moderado.	Anhdral de hábito prismático: alargados en corte longitudinal y hexagonales y rómbicos en corte basal.	0.1-2 mm	Se distinguen 3 familias: 1F: conserva solo la forma, su interior ha sido relleno de microlitos de ol, cpx y óxidos. 2F: cristales en proceso de alteración, parcialmente destruidos que presentan coronas de reacción y bordes de oxidación. Algunos presentan textura poiquilítica. 3F: cristales de pequeños tamaños (0.05-0.2 mm) usualmente de hábito prismático-rómbico que presentan menos alteración. Probablemente recristalizan a a partir de cpx y ol. Típico: oxihbd con alteración "black". amp Fm=30%.
MATRIZ	18%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos de hábito tabular dispuestos en forma desordenada (y a veces subparalela) en la matriz. Tamaños <0.1 mm.			
Piroxeno	5%	Microlitos anhedrales redondeados de menos de 0.05 mm. No se distingue con claridad el tipo de px.			
Olivino	0%	-			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Irregulares suangulosos	<0.1 - 0.3 mm	Se encuentran en la matriz de forma individual formando cúmulos con pl, px y amp; y en los bordes de oxidación de los fenocristales alterados.
VIDRIO	12%				
VESÍCULAS	10%	Formas redondeadas de <0.1 mm. Algunas recubiertas y/rellanas con microlitos de cpx y opacos.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La muestra presenta un notable menor porcentaje de vesículas respecto a sus precedentes. Algunas incluso están rellenas de microlitos, al igual que minerales anteriores probablemente de anfibol. Se observan agregados minerales de hasta 2 mm de longitud compuestos por pl y px y pl, px y amp.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					
Tipo de roca Andesita de dos piroxenos					

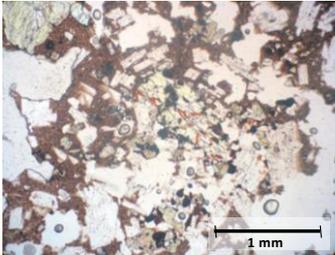
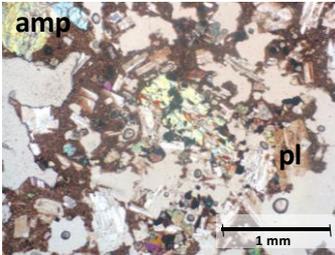
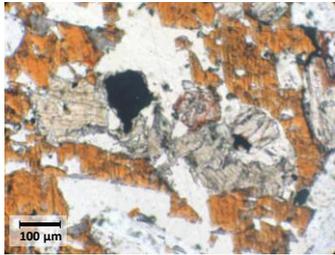
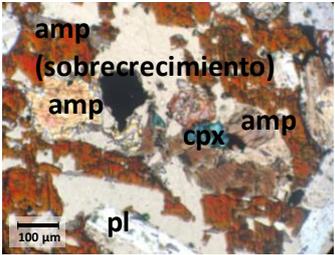
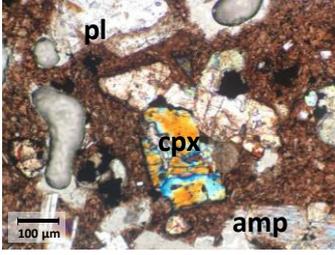
MUESTRA	REV 49 (REV 49)	GRUPO	2004-2005		
ORIGEN	LF4: 1/4/2005	% SiO2	55,25		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino con matriz intergranular.				
Estructura	Vesiculada-Masiva				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	55%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	2%	verde agua-rosa; pelocroísmo medio	Subhedral rómbica-anhedral redondeados	0.2-0.6 mm	Sobresalen por sus colores de interferencia rosa-azul-amarillo de IV y V orden, como su forma rómbica. La mayoría presenta bordes de reacción y textura esquelética.
Ortopiroxeno	5%	Incoloro	Subhedral-octogonales y pocos prismáticos	<0.3 mm	La mayoría se encuentran en asociación con cpx, generalmente alrededor. Se destaca la exfoliación típica de los px en secciones basales octogonales.
Clinopiroxeno	12%	Amarillento; bajo pleocroísmo	Anhedral, redondeados.	0.3-1 mm	Se encuentran como cristales individuales y formando agregados poligranulares con pl, amp y minerales opacos. Son comunes las maclas lamelares con opx y en algunos coronas de reacción.
Plagioclasa	30%	Incoloro	Subhedral-anhedral tabular y prismático	Entre 0.5 y 2 mm	Se distinguen 2 familias: 1F: Cristales de 1 a 2 mm, con maclas simples y compuestas en cristales individuales y agregados de pl. Presentan textura sieve al centro y a los bordes (spongy zones), bordes redondeados y zonación con extinción concéntrica. 2F: Cristales de aproximadamente 0.5 mm de hábito prismático (mejor definido) y maclas polisintéticas. An=60%
Anfibol	6%	Incoloro-vedoso hasta rojizo	Anhedral, prismáticos	0.3-1 mm	Se diferencian 2 familias: 2F de cristales parcialmente destruidos, éstos conservan su forma y a veces, exfoliación. Los reemplazan minerales opacos y cpx. La 3F conforman cristales prismáticos y redondeados que forman agregados con cpx. Amp Fm=10%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	8%	Microlitos euhedrales de hábito tabular y prismático. Tamaño menor a 0.3 mm.			
Piroxeno	4%	Microlitos anhedral de colores de interferencia amarillo-azul; cpx>opx.			
Anfibol	0%	-			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	5%	Isotrópico	Subredondeados	<0.1 mm	Generalmente en la matriz y formando agregados poligranulares.
VIDRIO	10%	Conforma una masa café-isotrópica que rodea a los fenocristales y microlitos de la matriz.			
VESÍCULAS	15%	Formas irregulares y desordenadas de hasta 1 mm de longitud.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
Esta muestra presenta un mayor porcentaje de olivino respecto a los flujos anteriores; y menos anfíbol. En los cristales de plagioclasa se destacan: zonación tipo celular en esponja gruesa y sieve, maclas simples y compuestas y entrecrecimientos unas con otras. Los clinopiroxenos mantienen formas subhedral a anhedral y son superiores al ortopiroxeno; también se observan coronas de reacción con pl y maclas lamelares.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

MUESTRA	REV 56 (REV 56)	GRUPO	2004-2005		
ORIGEN	LF4: 1/4/2005	% SiO2	55.25		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, hipocristalina con matriz intergranular.				
Estructura	Vesiculada-Masiva				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	50%	Color	Forma	Tamaño	
		Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras			
Olivino	1%	Incoloro, rosa pálido.	Subhedral, prismático en rombos y alargado.	0,1-0.3 mm	Usualmente exponen textura en esqueleto, con indicios de alteración a cpx a lo largo de las fracturas y sobrecrecimiento de pl, px y amp. Además, se observan bordes de oxidación y a veces inclusiones de opacos y microlitos de cpx y vidrio.
Ortopiroxeno	4%	Amarillento, pleocroismo débil	Euhedral/subhedral octogonales.	<0.2 mm	Altamente fracturados, con aspecto poloriento. Muchos entrecrecen con cpx o presentan coronas de reacción. También se observan cristales con coronas de cpx e inclusiones de óxidos, además de maclas simples.
Clinopiroxeno	13%	Incoloro-amarillo pálido a verde.	Anhedral, prismático y amorfo.	<0.5 mm	Se encuentran como cristales individuales y comúnmente entrecrecido con opx. Algunos provienen de la alteración de ol y forma aglomerados con opx, amp, opacos y pl. Comúnmente fracturados y con bordes oxidados.
Plagioclasa	25%	Incoloro	Euhedral-subhedral tabular.	0.1-2 mm	Se observan 2 tamaños predominantes: <0.3 mm y >0.3 mm. La mayoría están desgastados y presentan textura sieve al centro y a los bordes. La zonación y extinción ondulatoria es común, al igual que maclas polisintéticas, Carlsbad y ocasionalmente en cruz (1F). Un grupo casi no presenta alteración (2F) An=70%.
Anfibol	7%	Verdoso-marrón, pleocroismo moderado a fuerte.	Subhedral-anhedral prismático (alargados y hexagonales) a irregulares con bordes subredondeados	0.1-2 mm	Se distinguen 3 familias: 1F de los que se conserva únicamente la forma, pues han sido reemplazados por microlitos de cpx y minerales opacos. 2F corresponde a fenocristales oxidados y zonados (normamente hbd) con coronas y bordes de reacción. Y 3F que se compone de cristales parcialmente destruidos/alterados que conservan la mayoría de sus características incluyendo la exfoliación. Amp Fm=20%.
MATRIZ	18%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos euhedrales de hábito prismático (<0.05 mm) dispuestos en forma desordenada alrededor de los fenocristales.			
Piroxeno	5%	Microlitos anhedral de formas redondeadas y tamaños <0.05 mm. La mayoría de alta birrefringencia: cpx>opx.			
Olivino	3%	Microlitos rómbicos con bordes redondeados <0.1 mm. Alta birrefringencia: celeste-naranja y amarillo.			
M. ACCESORIOS	3%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Subredondeados	<0.1 mm	Generalmente en la matriz y formando agregados poligranulares.
VIDRIO	14%	Corresponde a una masa café-isotrópica que rodea los microlitos de la matriz.			
VESÍCULAS	15%	Formas irregulares hasta 1 mm de largo.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La roca contiene un pequeño grupo de fenocristales de hábito prismático, a veces rómbico/hexagonal con bordes redondeados que podrían corresponder a olivino. Sin embargo los colores de interferencia verde-azulados y rosados son muy parecidos a los de amp 3F. Debido a su rareza, se interpretan como cpx recrystalizado a partir de ol. Se destacan texturas de desequilibrio sieve en pl, zonación en pl y px y coronas de reacción y oxidación en amp, sobre todo.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

ORIGEN	LF5: 1/5/2005		% SiO2	54,75	
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, seriada con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	50%	Color	Forma	Tamaño	
		Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras			
Olivino	2%	Rosado-verde; pleocroísmo moderado	Rómbico, de alto relieve.	0.1-0.2 mm	Presentan bordes de reacción e inclusiones de minerales opacos y cpx.
Ortopiroxeno	2%	Incoloro	Sub-redondeado	<0.2 mm	Cristales anhedral color café a amarillo claro. Algunos presentan bordes de oxidación.
Clinopiroxeno	13%	Amarillo-verde; pleocroísmo moderado	Subhedral octagonal en corte basal a redondeados y prismáticos.	0.1-1mm	Forma agregados con amp, pl y opacos. Presentan maclas lamelares y textura sieve hacia los bordes y en esponja gruesa.
Plagioclasa	25%	Incoloro	Tabulares e irregulares	0.2-1 mm	Se observan dos familias. La primera y más abundante, 1F, generalmente se encuentra alterada con spongy zones, textura sieve y en esponja gruesa. Es común también la zonación y extinción ondulatoria y en este grupo se diferencian dos grupos de cristales de acuerdo a su tamaño <0.4 mm y >0.2 mm. La segunda familia, 2F, se compone de cristales de >0.2 mm no alterada. Todas presentan maclas. An=50%
Anfibol	8%	Verde-marrón. Pleocroísmo alto	Subhedral-anhedral: hexagonales en corte basal e irregulares.	0.1-2 mm	La mayoría de cristales están alterados: presentan coronas de reacción compuestas principalmente por cpx, bordes de reacción y de oxidación color negro (probablemente por la mag) y centros corroídos que empiezan a rellenarse con microlitos de opx y cpx (Familias 1F y 2F). Otro grupo de amp (3F) forma cúmulos con px, pl y minerales opacos. Se encuentran menos alterados (3F). amp Fm=5%
MATRIZ	17%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	12%	Microlitos alargados y desordenados en la matriz.			
Piroxeno	5%	Presentan formas redondeadas con tamaños hasta 0.2 mm; cpx>opx.			
M. ACCESORIOS	3%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Sub-redondeados	<0.2 mm	Fomando cúmulos y en la matriz.
VIDRIO	20%	Corresponde a la masa café-isotrópica que rodea a los fenocristales de la roca.			
VESÍCULAS	10%	Espacios amorfos de hasta 0.5 mm de tamaño.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La lámina es gruesa y distorsiona los colores de interferencia de los minerales. Sin embargo, se distinguen algunos signos de desequilibrio en los fenocristales de pl (textura sieve al centro y a los bordes) y grandes cúmulos de minerales (1-2 mm) compuestos por pl, px, amp y minerales opacos. El aspecto general de los minerales es corroído, pero se distinguen por lo menos 2 familias de pl y anfíbol: 1F compuesto por cristales con texturas de reabsorción en caso de pl y parcial a totalmente destruidos y rellenos de microlitos de cpx y mag, en amp. La 2F, en cambio, se compone de minerales menos alterados que conservan su forma y características generales.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

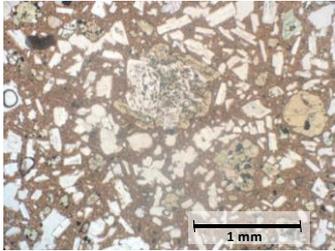
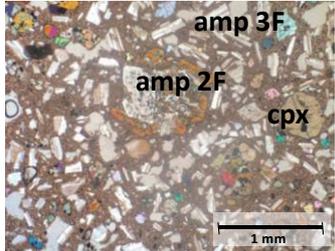
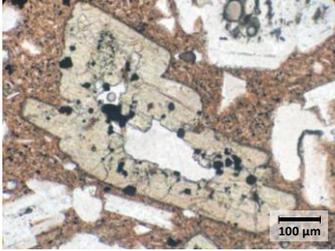
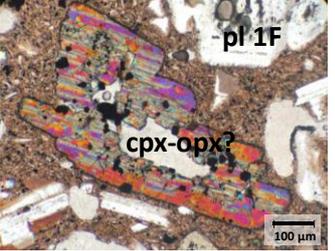
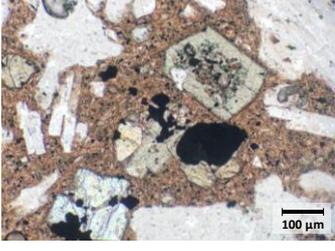
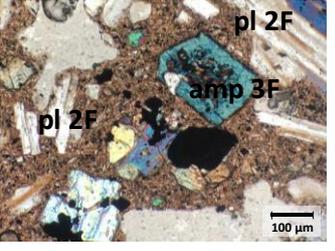
MUESTRA	REV 62 (REV 62)	GRUPO	2004-2005		
ORIGEN	LF6: 1/7/2005; Bloque balístico.	% SiO2	53,80		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino, hipocristalina con matriz microcristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	45%	Color	Forma	Tamaño	
		Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras			
Olivino	3%	Incoloro-rosa pálido.	Rómbico e irregular anguloso.	<0.1 mm	Se encuentran repartidos en la matriz, usualmente fracturados y recristalizando a cpx.
Ortopiroxeno	6%	Incoloro	Subhedral-redondeado	~0.2 mm	Generalmente intercreciendo con cpx. Forman cúmulos con amp y pl.
Clinopiroxeno	12%	Incoloro-amarillos: pleocroismo medio	Subhedral-anhedrales en formas prismáticas y pseudooctagonales	0.2-1 mm	Se encuentran de manera individual y formando agregados con amp y minerales opacos. Se observan maclas simples y lamelares y corazonces alterados en varios cristales. También se distinguen microlitos de cpx relleno formas cristalinas de amp, con bordes oxidados.
Plagioclasa	20%	Incolora	Tabulares-irregulares	0.2-1 mm	Los cristales más grandes (0.5-1 mm) comúnmente presentan zonación a parche y spongy zones (1F). Sus bordes están destruidos, a veces redondeados, con aspecto corroído. Los cristales más pequeños (<0.5 mm) se ven menos alterados: hábito prismático. Común en todos: maclas polisintéticas (2F). An=70%.
Anfibol	4%	Café-rojizo	Subhedral-anhedrales prismáticos y hexagonales	0.3-2 mm	Se diferencian tres familias: 1F: pseudomorfo reemplazados por microlitos de opx, cpx y opacos. 2F: cristales en proceso de alteración, presentan coronas de reacción compuestas por cpx y pl (gabróicas), hasta bordes de oxidación. Y 3F: generalmente cristales subhedral con formas definidas, a veces formando cúmulos con px. Amp Fm=40%.
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Cristales alargados, prismáticos. No se observan maclas y están distribuidos de forma desordenada.			
Piroxeno	5%	Microlitos redondeados de mayor birrefringencia, anhedrales. No se distingue el tipo de px.			
anfibol	0%				
M. ACCESORIOS	4%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Oxidos	Isotrópico	Subredondeados	<0.2 mm	En la matriz e inclusiones en los fenocristales.
VIDRIO	16%	Conforma una masa negra alrededor de los fenocristales y en la matriz.			
VESÍCULAS	20%	Formas subredondeadas de tamaño promedio igual a 0.3 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
Esta muestra presenta menos vidrio volcánico respecto a las precedentes. Se diferencia en el color de la matriz: incolora-blanca. Todos los cristales tienen aspecto corroído.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

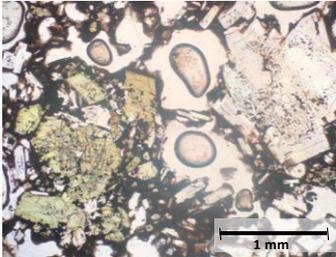
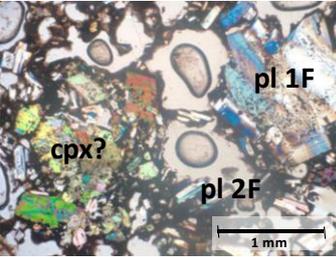
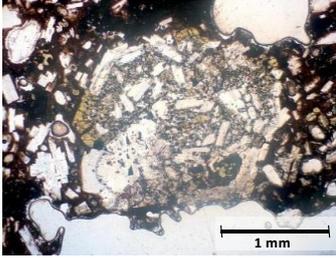
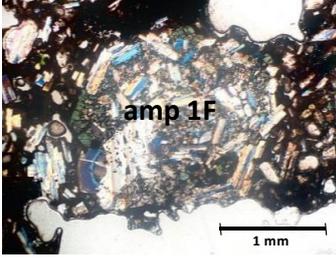
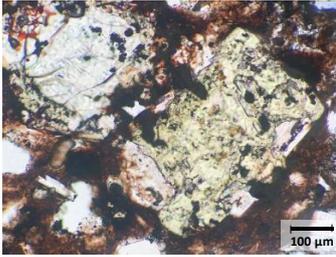
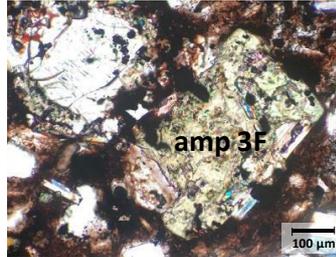
MUESTRA	REV 65 (REV 65)	GRUPO	2007-2018		
ORIGEN	LF8: 1/3/2007	% SiO₂	52.54		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, vitrofírica con matriz criptocristalina.				
Estructura	Escoriácea.				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	45%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	4%	Incoloro	Anhedral, rómbica.	<0.5 mm	Presentan textura de esqueleto y bordes de reacción. Se distinguen por su alto relieve, generalmente cristales individuales.
Ortopiroxeno	5%	Incoloro	Subhedral/euhedral, octogonal en corte basal	~0.2-0.6 mm	Los cristales están fuertemente fracturados y generalmente presentan maclas lamelares de cpx. Algunos presentan coronas de reacción y forman aglomerados con cpx y amp.
Clinopiroxeno	11%	Incoloro-rosa muy bajo	Anhedral: redondeados y prismáticos con bordes desgastados	0.3-2 mm	La mayoría tiene aspecto de corrosión y están recristalizando a partir de ol. Se observa textura sieve en los centros, zonación con extinción concéntrica, bordes de reacción y coronas compuestas por óxidos.
Plagioclasa	20%	Incolora	Subhedral, prismático y tabular.	0.2-2 mm	Aparecen como cristales individuales con maclas Carlsbad y polisintéticas, pero también intercreciendo unas con otras. Por lo regular presentan textura sieve, aspecto corrido y bordes reabsorbidos. Se diferencian 2 grupos de acuerdo con el tamaño en esta familia. ~0.5 mm y <0.2 mm. Se distingue una segunda familia (2F) de cristales con menos alteración. An=60%
Anfibol	5%	Verde-rojizo	Anhedral, prismático.	0.5-1 mm	Se distinguen al menos 2 tipos: oxihorblenda, con bordes de deshidratación muy marcados (1F) y un anfíbol sin bordes de oxidación o casi imperceptibles. Este reemplaza al cpx y muchos presentan textura en esqueleto y aspecto corrido (2F). Amp Fm=40%.
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos de menos de 0.1 mm. Presentan hábito prismático, formas subhedrales.			
Piroxeno	5%	Microlitos redondeados, hasta 0.2 mm de longitud.			
anfíbol	0%				
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	subangulosos	<0.1 mm	Mayormente en la matriz, en cúmulos y en bordes de reacción.
VIDRIO	10%	Corresponde a la masa café-isotrópica que rodea los microlitos de la matriz y los fenocristales.			
VESÍCULAS	25%	Formas irregulares de tamaños variados entre 0.2-1 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
En esta muestra los minerales se ven desgastados, con aspecto corrido y textura esquelética. Es común encontrar rasgos de recristalización de cpx en ol y opx; así como bordes y coronas de reacción en todos éstos. Además, aunque en menor cantidad, se observan aglomerados minerales compuestos generalmente por px y amp, o únicamente px.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

MUESTRA	REV 76 (LAV8)	GRUPO	2007-2018		
ORIGEN	LF8: 1/3/2007	% SiO ₂	53.80		
ANALISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, seriada, glomeroporfídica, con matriz intersertal.				
Estructura	Escoriácea.				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	40%	Color	Forma		
			Tamaño		
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	2%	Incoloro-verdoso	Anhedrales, amorfos y subhedral rómboico.	~1 mm	Están generalmente alterando a cpx (augita-Ti-augita, tono inusual de verde). Presentan importante fracturamiento, textura esquelética y bordes de reacción.
Ortopiroxeno	2%	Incoloro	Subhedral-euhedral, usualmente con formas octagonales.	0.2-0.5 mm	Forma aglomerados con cpx, pl y amp. Se encuentran fracturados y a veces presentan maclas simples y lamelares (con cpx).
Clinopiroxeno	8%	Incoloro a amarillo pálido.	Subhedral-anhedral. Octagonales-redondeados y prismas irregulares.	0.2-1 mm	Muchos presentan indicios de recristalización en ol, con textura en esqueleto y ocasionalmente corazones de óxidos. A veces aparecen entrecreciendo con amp y forman aglomerados con pl, amp y opx. La mayoría presentan maclas simples, lamelares y en reloj de arena y en algunos se observa zonación.
Plagioclasa	20%	Incolora	Subhedral-anhedral en formas prismáticas y tabulares.	0.3-1.5mm	Se observan dos tamaños predominantes: 0.3-1.5 mm y <0.3 mm. La mayoría se encuentran desgastados: presentan bordes irregulares a redondeados con textura sieve y spongy zones a los bordes; además de zonaciones y maclas simples y compuestas. En los fenocristales más grandes es mucho más común el intercrecimiento de unos cristales con otros. Amp Fm=15%
Anfibol	8%	Verde amarillento a marrón: pleocroismo variado.	Subhedral-anhedral, en prismas alargados sin forma y hexagonales con bordes redondeados.	0.2-2 mm	Se distinguen 2 tipos de cristales: unos están parcialmente destruidos y oxidados (oxihbd). Sobre estos se observan cristales de px, pl y amp. Y un segundo grupo de cristales que presentan bordes y coronas de rx y oxidación; pero conservan de mejor manera su hábito prismático. Algunos presentan corazones alterados de cpx-hbd? y forman cúmulos con px, pl y opacos. Pocos cristales de <0.3 mm crecen sobre cpx en texturas poiquilíticas. Amp Fm=15%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos subhedrales alargados y tabulares de menos de 0.02 mm. Distribuidos irregularmente en la matriz.			
Piroxeno	5%	Microlitos subhedrales redondeados y prismáticos de menos de 0.05 mm, cpx>opx.			
anfibol	0%	-			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Oxidos	Isotrópico	subredondeados	<0.1 mm	Presentes en la matriz y usualmente en los aglomerados.
VIDRIO	15%	Corresponde a la masa roja-café oscura que rodea a los fenocristales y microlitos de la matriz; es el componente principal de la roca.			
VESÍCULAS	25%	Formas irregulares hasta de 2mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
El vidrio volcánico constituye una parte importante de la roca. Se destaca el aspecto de corrosión y texturas en esqueleto que presentan minerales como ol y px, como la formación de aglomerados poligranulares con px, pl, amp y opacos.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita anfibólica				

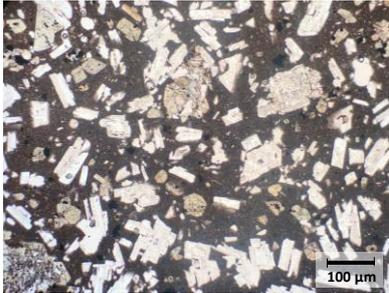
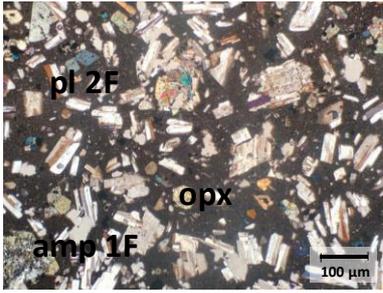
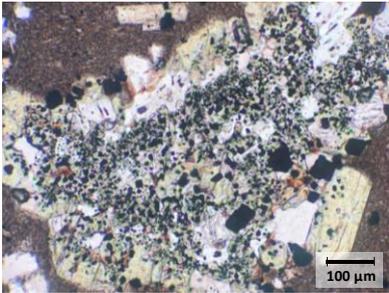
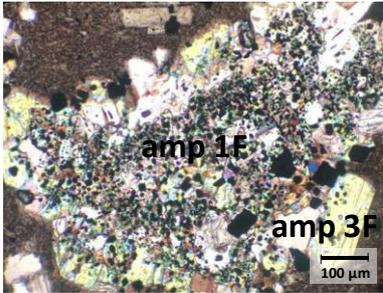
MUESTRA	REV 70 (Lava 13)	GRUPO	2007-2018
ORIGEN	LF13: 1/11/2008	% SiO₂	54.89
ANÁLISIS MICROSCÓPICO			
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumolofídica, seriada con matriz criptocristalina.		
Estructura	Vesiculada		
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS	
FENOCRISTALES	45%	Color	Forma
			Tamaño
			Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	2%	Incoloro a verde pálido	Anhedral rómbico con bordes redondeados y granos redondeados
			<0.2 mm
			Aparecen como granos independientes y entrecreciendo con cpx/amp. Presentan alto relieve y ocasionalmente bordes de oxidación. Generalmente están alterando a cpx.
Ortopiroxeno	5%	Incoloro a amarillo pálido	Euhedral-subhedral de formas octogonales
			<0.2 mm
			Comúnmente entrecreciendo o alterando a cpx. Presentan maclas lamelares y a veces forman agregados con cpx, pl y amp.
Clinopiroxeno	10%	Incoloro a verdoso	Subeuhedrales-anhedrales en formas prismáticas octogonales (con bordes decaedros)
			<0.1-1 mm
			Se presentan en forma independiente, a veces con maclas lamelares y zonación o formando agregados poligranulares de cpx o con opx, pl, amp y minerales opacos. Algunos conservan corazones de opx alterados.
Plagioclasa	20%	Incolora	Subhedral-ahedral prismático y tabular. A veces en forma de óvalos por el desgaste.
			0.1-2 mm
			Se observan 2 familias: 1F se compone de fenocristales de tamaños entre 0.5 y 1 mm, generalmente con textura sieve al centro y a los bordes y a veces inclusiones de opacos, px y amp. También exhiben zonaciones y maclas polisintéticas y en cruz. La 2F contiene cristales menores a 0.25 mm, menos alterados, con maclas polisintéticas y Carlsbad; en ocasiones con bordes reabsorbidos. An=60%
Anfibol	8%	Amarillo pálido, morado (pleocroísmo débil) a marrón.	Subhedral prismático en forma hexagonal y rómbica (corte basal) y alargados con bordes irregulares.
			0.1-3 mm
			Se observan 2 familias: 2F de anfíbol marrón (oxhbd), parcialmente destruido, con coronas de reacción de cpx y nuevo amp, opacos y pl. Y3F compuesto por cristales subhedrales-euhedrales de amp incoloro a verdoso, a veces con bordes de oxidación menos evidentes: hornblendactinolita. Amp Fm=20%
MATRIZ	12%	CARACTERÍSTICAS	
Plagioclasa	10%	Microlitos euhedrales de hábito tabular, de tamaños alrededor de 0.01 mm. Desordenados en la matriz.	
Piroxeno	2%	Microlitos anhedrales-redondos de alta birrefringencia; generalmente cpx, muy poco opx.	
Anfibol	0%	-	
M. ACCESORIOS	4%	CARACTERÍSTICAS	
Opacos		Isotrópico	subangulosos <0.1 mm
			Individuales en la matriz y formando cúmulos y bordes de oxidación.
VIDRIO	15%	Compone una masa café-isotrópica que rodea a los microlitos de la matriz.	
VESÍCULAS	24%	Espacios amorfos de hasta 2 mm de longitud.	
Total	100%		
OBSERVACIONES			
En esta roca es menos habitual el amp oxidado, predominan más bien, hornblendas de hábito prismático y bordes oxidados (compuestos por opacos), de colores verdosos-morados. Los agregados se componen principalmente de px y pl, pero también amp. Los cristales de ol, en su mayoría, están recristalizados en cpx. La matriz se compone de vidrio y cristales de tamaños micrométricos. Hay mayor abundancia de la familia 2F de plagioclasa.			
REPRESENTACIÓN GRÁFICA			
Aumento 2.5x			
Aumento 10x			
Tipo de roca	Andesita basáltica		

MUESTRA	REV74 (Lava 17A)	GRUPO	2007-2018	
ORIGEN	LF17: 1/10/2009	% SiO ₂	54.11	
ANÁLISIS MICROSCÓPICO				
Textura	Porfírica de grano fino, cumolofídica, seriada con matriz criptocristalina.			
Estructura	Vesiculada			
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS		
FENOCRISTALES	40%	Color	Forma	Tamaño
		Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras		
Olivino	3%	Incoloro-rosa pálido	Euhedral-Subhedral en hexágonos alargados y parcialmente destruidos (amorfos)	0.1-0.6 mm
Ortopiroxeno	3%	Incoloro	Euhedral-subhedral en forma octagonal y a veces prismas	<0.2 mm
Clinopiroxeno	12%	Verde-azulado de pleocroísmo débil.	Euhedral-subhedral: cristales octogonales y granos redondeados. Ocasionalmente prismas alargados con bordes subredondeados.	0.2 - 0.8 mm
Plagioclasa	16%	Incoloro	Subhedral de hábito tabular	0.1- 2 mm
Anfibol	6%	Verde pálido, sin pleocroísmo	Subhedral de hábito prismático	0.1-1 mm
MATRIZ	10%	CARACTERÍSTICAS		
Plagioclasa	8%	Microlitos euhedrales de hábito tabular, de tamaños menores 0.01 mm. Desordenados en la matriz.		
Piroxeno	2%	Se distinguen muy pocos: microlitos redondeados de colores amarillentos.		
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS		
Opacos	Óxidos	Isotrópico	subangulosos	<0.1 mm
VIDRIO	25%	Corresponde a una masa isotrópica color café oscuro-negro que envuelve a los microlitos de la matriz.		
VESICULAS	20%	Formas irregulares con bordes redondeados (óvalos) de hasta 2 mm de longitud.		
Total	100%			
OBSERVACIONES				
Parece que la lámina es gruesa, lo que puede distorsionar los colores de birrefringencia de los minerales. Los agregados alcanzan tamaños hasta de 1 mm y generalmente se componen de granos de px y amp. Los fenocristales de ol también alcanzan tamaños importantes (hasta 0.6 mm), pero se encuentran parcialmente destruidos y reemplazados por cpx. La matriz contiene microlitos de tamaño de grano muy fino e importante cantidad de vidrio volcánico.				
REPRESENTACIÓN GRÁFICA				
Aumento 10x				
Tipo de roca	Andesita basáltica			

MUESTRA	REV 75 (Lava 17B)	GRUPO	2007-2018		
ORIGEN	LF17: 1/10/2009	%SiO2	54,48		
ANALISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumuloídica, seriada con matriz intersertal.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	50%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	3%	Incoloro a verde limón pálido.	Subhedral rómbico	<0.2 mm	Comúnmente recristalizando a cpx, presentan textura en esqueleto y bordes de reacción. Se encuentran parcialmente destuidos y zonados. Aparecen como cristales individuales y formando cúmulos con cpx, amp, pl y opacos.
Ortopiroxeno	4%	Incoloro a amarillo pálido	Subhedral: granos redondeados y octogonales	<0.2 mm	Se presentan de forma individual y en agregados con cpx y amp. Algunos muestran coronas de reacción de cpx y bordes de oxidación.
Clinopiroxeno	15%	Amarillo pálido de bajo pleocroísmo	Euhedral-anhedral e formas octogonales y redondeadas	0.4-1 mm	Se distinguen cristales individuales y aglomerados poligrulares con amp y minerales opacos. Algunos presentan inclusiones o remanentes de opx al centro y bordes de reacción. También se observan maclas simples, lamelares y en reloj de arena. A veces alterando a anfíbol y zonados ("green core" piroxenes). Presentan bordes corroídos.
Plagioclasa	20%	Incolora	Euhedral-anhedral de hábito tabular a prismático	0.3-2 mm	Generalmente presentan textura sieve, en espoja gruesa y spongy zones. También zonación con extinción concéntrica y ondulatoria, maclas polisintéticas y Carlsbad. Se distinguen al menos 2 familias: 1F, compuesta por cristales de entre 0.6-1 mm, alterados en su mayoría. Y 2F <0.3 mm, compuesto por fenocristales alargados y maclados. An=60%
Anfíbol	8%	Verde-rosa pálido de pleocroísmo moderado	Subhedral: prismático con bordes desgastados y amorfo	0,1-2 mm	Podrían diferenciarse dos familias: 2F compuesta por cristales desgastados caracterizados por el crecimiento de cpx a los bordes y bordes de oxidación. 3F son cristales menos alterados, de formas usualmente hexagonales. Eventualmente se observan microlitos pl-cpx en los centros. Forman cúmulos con cpx y opacos o entrecrecimiento con cpx. Amp Fm=25%
MATRIZ	15%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos euhedrales de hábito tabular, de tamaños menores 0.01 mm. Desordenados en la matriz.			
Piroxeno	5%	Microlitos anhedral-redondos de alta birrefringencia: generalmente cpx, muy poco opx.			
M. ACCESORIOS	8%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	subangulosos	<0.1 mm	Individuales en la matriz y formando cúmulos y bordes de oxidación.
VIDRIO	12%	Corresponde a la masa café-isotrópica que rodea a los microlitos de la matriz.			
VESÍCULAS	15%	Formas irregulares redondeadas de menos de 0.2 mm de diámetro.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La matriz de esta muestra (respecto a su precedente) se compone de menos vidrio volcánico y mayor tamaño de grano. Los cúmulos están usualmente compuestos por px, pl y amp + ol.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita basáltica				

MUESTRA	REV 98 (M-6, Silvia-16-07)	GRUPO	2007-2018		
ORIGEN	LF25?: 1/7/2013	%SiO2	56,18		
ANALISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumuloídica y vitrofírica				
Estructura	Escoriácea				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	40%	Color	Forma	Tamaño	
		Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras			
Olivino	1%	Rosa pálido, pleocroísmo debil	Anhedral prismático	< 0.4 mm	Los fenocristales están desgastados: presentan textura esquelética y están fuertemente fracturados. Se distinguen por su alto relieve acompañado de bordes de reacción y alta birrefringencia: verde limón-rosa intenso.
Ortopiroxeno	2%	Verde claro, pleocroísmo moderado	Subhedral octogonal y granos redondeados	< 0.3 mm	Presenta colores de interferencia amarillo-azul de I orden (por el alto grosor de la lámina). Es común que tenga maclas simples y lamelares. Forma agregados con cpx, amp y pl.
Clinopiroxeno	7%	Verde, pleocroísmo moderado	Subhedral octogonal y prismático.	< 1 mm	Se encuentran de forma individual y formando aglomerados con amp, pl y óxidos. Algunos con textura sieve y recristalizando a anfibol, presentan bordes y coronas de reacción.
Plagioclasa	20%	Incolora	Euhedral-subhedral de hábito prismático y tabular	0.1-2 mm	Resaltan dos familias: 1F compuesta por cristales de entre 0.5 y 1 mm y <0.2 mm. En el primer grupo es común el entrecrecimiento de unas con otras en maclas: cruz, polisintéticas y Carlsbad, además de textura en esponja gruesa y spongy zones hacia los bordes (a veces redondeados). La 2F la componen cristales de *0.3 mm que están menos alterados. Sin embargo, presentan aspecto corroído. An=50%
Anfibol	10%	Verde-amarillo de pleocroísmo moderado	Subhedral en forma prismática hexagonal y alargado.	0.3-2 mm	Se diferencian 3 familias: 1F de cristales de grandes tamaños (1-2 mm) que han conservado su forma y borde exterior, pero han sido reemplazados por microlitos de cpx, opacos y pl (textura poiquilítica). 2F: fenocristales con coronas de reacción y 3F: cristales menos alterados y generalmente se encuentran formando cúmulos con cpx. También se observan bordes de oxidación. Amp Fm=15%.
MATRIZ	5%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	4%	Microlitos anhedral de tamaños micrométricos y distribución desordenada.			
Piroxeno	1%	Microlitos anhedral-redondeados de alta birrefringencia: amarillos a rosados.			
M. ACCESORIOS	3%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	Aubangulosos	<0.2 mm	Se distinguen principalmente como inclusiones en los fenocristales.
VIDRIO	22%	Corresponde a una masa isotrópica café-negruzca que compone mayor parte de la matriz de la roca.			
VESÍCULAS	30%	Espacios amorfos de hasta 4 mm de longitud.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La lámina es muy gruesa y contiene burbujas que impiden la correcta identificación y estimación de porcentaje de los minerales que conforman la roca. Los minerales y agregados minerales alcanzan tamaños hasta de 3 mm.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 2.5x					
					
					
Aumento 10x					
					
Tipo de roca	Andesita anfibólica				

MUESTRA	REV99 (Pt1, Silvia-16-14)	GRUPO	2007-2018		
ORIGEN	PF: 1/9/2013	%SiO2	56.23		
ANALISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano medio-fino, cumulofídica, seriada con matriz criptocristalina.				
Estructura	Vesiculada				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	55%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	<1%	Verde limón, pleocroismo débil	Subhedral-anhedral rómbica	< 0.2 mm	Están parcialmente destruidos. Presentan textura en esqueleto y bordes de oxidación. En muchos se observa reemplazamiento de microlitos de cpx y óxidos al centro.
Ortopiroxeno	5%	Amarillento, pleocroismo débil	Euhedral-octogonal y prismático alargado.	< 0.3 mm	Se encuentran de forma individual y formando agregados con cpx, pl y amp. Algunos con aspecto polorientado por las fracturas, presentan bordes desgastados-de reacción y maclas simples. En otros se observa recristalización de cpx o entrecrecimiento con el mismo.
Clinopiroxeno	12%	Amarillo verdoso, pleocroismo débil a moderado	Anhedral, usualmente prismas desgastados y granos	0.2-1 mm	Los cristales más grandes forman cúmulos con opx, pl y amp. Presentan maclas lamelares y bordes de reacción. En algunos se distinguen corazones alterados o signos de uralitización. Los entrecrecimientos con opx son recurrentes.
Plagioclasa	28%	Incolora	Subhedral-anhedral prismática y tabular	0.1- 2 mm	Se distinguen dos familias: 1F compuesta por cristales de entre 0.2 y 1 mm que se caracterizan por su textura sieve y en esponja gruesa y zonación. Se presentan como cristales individuales e intercreciendo unos con otros. Algunos también exponen bordes reabsorbidos. La familia 2F generalmente la componen cristales de <0.2 mm que se distinguen por sus maclas polisintéticas y Carlsbad. No presentan alteración. An=60%
Anfibol	10%	Verde limón-azulado y morado. Pleocroismo moderado	Subhedral: hexagonal y prismático alargado	0.1- 1 mm	Normalmente forman agregados con px, pl y minerales opacos. Algunos exponen textura en esqueleto y coronas de crecimiento de px. Se distingue 3 posibles tipos de acuerdo con los colores de interferencia: verde limón intenso, morado-rosado y azul, pero en general, se observa 1 sola familia. La mayoría presenta alto relieve por el borde oxidado. Amp Fm=25%
MATRIZ	10%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	8%	Microlitos subhedrales de hábito tabular distribuidos irregularmente a lo largo de la matriz.			
Piroxeno	2%	Microlitos anhedrales, ovalados con colores de interferencia azules de II orden.			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	subangulosos	<0.1 mm	Microlitos en la matriz, como inclusiones y formando agregados.
VIDRIO	15%	Conforma una masa café isotrópica que rodea a los microlitos de la matriz.			
VESÍCULAS	15%	Formas irregulares ovaladas de hasta 1 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
A pesar de estar parcialmente destruidos, se observa riqueza en anfibol en comparación con las muestras anteriores, pero menor grado de alteración/oxidación. Los cúmulos no superan los 2 mm de longitud y se componen de cpx, opx, pl, amp y óxidos.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					
Tipo de roca	Andesita de dos piroxenos				

MUESTRA	REV 80 (LAV 17-2)	GRUPO	2007-2018		
ORIGEN	LF67: 1/6/2017	%SiO2	57.32		
ANÁLISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino, cumulofídica, seriada y vitrofídica, con matriz intersertal.				
Estructura	Vesiculada-Masiva				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	40%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	<1%	Incoloro-rosado	Anhedral hexagonal con bordes redondeados	<0.1 mm	Se encuentran fracturados, con textura esquelética. Se distinguen por sus colores de interferencia verdes agua y rosado de Vorden. A veces están alterando a cpx.
Ortopiroxeno	3%	Incoloro-amarillento	Anhedral-Subhedral: octogonal e irregular	<0.2 mm	Presentan aspecto corroído, intercrecimientos con cpx (en lámelas y centros) e intenso fracturamiento.
Clinopiroxeno	7%	Verdoso	Subhedral, generalmente octogonales y amorfos prismáticos	<0.4 mm	Se presentan en formas individuales y en cúmulos con pl, amp y minerales opacos. Además, exponen fracturamiento, aspecto corroído e intercrecimientos de opx, lámaleas y maclas simples.
Plagioclasa	20%	Incolora	Anhedral-Subhedral: tabular y formas irregulares por entrecrecimiento	0.6-0.3 mm	Se observan 2 familias: 1F con cristales generalmente >0.5 mm que aparecen individualmente y entrecreciendo unas con otras. Presentan spongy zones, zonaciones, textura sieve y bordes corroídos y redondeados. Cristales más pequeños: ~0.3 mm también se asocian a esta familia pues presentan bordes de reacción y zonaciones, aunque en menor proporción. La 2F se compone de cristales >0.3 mm que no presentan alteración. En todas se observan maclas polisintéticas y zonación ondulatoria. An=60%
Anfibol	10%	Verde-café (pleocroismo moderado)	Subhedral-anhedral: prismático	<0.5 mm	Colores de interferencia azules y amarillos fuertes de III orden y hornblenda café-rojiza. La última aparece en cúmulos con pl y px y como pseudomorfo, rellena de microlitos de px (1F). También presentan bordes de reacción y oxidación y algunos están parcialmente destruidos. Predominan los colores de interferencia azulados y morados. Amp. Fm: 20%
MATRIZ	20%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	15%	Microlitos tabulares de <0.1 mm, rodeados de vidrio volcánico. No presentan orientación.			
Piroxeno	5%	Microlitos redondeados de <0.1 mm. Usualmente con colores de interferencia azulados.			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Oxidos	Isotrópico	Subangulosos	<0.1 mm	
VIDRIO	25%	Compone la mayor parte de la matriz. Corresponde a una masa café isotrópica que rodea a los fenocristales de la roca.			
VESÍCULAS	10%	Presentan formas irregulares de <0.5 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La lámina es un poco gruesa, lo que distorsiona los colores de interferencia de los minerales. Posee una importante cantidad y variedad de amp, aunque predominan las hornblendas. Se observa muy poco ol, casi siempre con signos de alteración a cpx. También, formas minerales destruidas y rellenas de microlitos, que se cree corresponden a anfíboles antiguos. Los cúmulos minerales se componen, sobre todo, de plagioclasa, cpx y amp, alcanzando tamaños hasta 1 mm.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					
					
					
Tipo de roca	Andesita de dos piroxenos				

MUESTRA	REV 79 (R2-2016)	GRUPO	2007-2018		
ORIGEN	Bloque balístico: 1/6/2016	% SiO2	56.49		
ANALISIS MICROSCÓPICO					
Textura	Porfírica de grano fino, seriada con matriz intersertal.				
Estructura	Vesiculada-Masiva				
COMPONENTES	Porción Aproximada	CARACTERÍSTICAS			
FENOCRISTALES	35%	Color	Forma	Tamaño	Relaciones microtexturales, asociaciones mineralógicas y otras
Olivino	1%	Incoloro a verde limón	Anhedral, irregulares	<0.2 mm	Presentan aspecto poloriento y rasgos de recristalización a clinopiroxeno. Forman cúmulos con pl, opx y anfíbol.
Ortopiroxeno	2%	Incoloro a amarillento, pleocroismo nulo	Subhedral, prismático en forma octogonal	<0.3 mm	Cristales altamente fracturados, con aspecto corroído. Presnetan maclas lamelares y algunos están recristalizando a cpx. Forman cúmulos poligranulares con cpx, amp y pl.
Clinopiroxeno	9%	Amarillo, pleocroismo bajo	Subhedral, anhedral con formas prismáticas e irregulares	<0.5 mm	Presentan colores de interferencia azul eléctrico, rosa, amarillo y verdoso. Muchos aparecen formando coronas de reacción alrededor de fenocristales de amp, en cúmulos monocomposicionales y poligranulares con amp, pl y opx. Tienen aspecto corroído.
Plagioclasa	15%	Incolora	Euhedral-Subhedral (tabular e irregular)	0.1-1 mm	Se distinguen al menos 2 familias: 1F (50%) que se compone de cristales cuyos tamaños varían entre 0.6-1 mm. En este grupo se observan fenocristales individuales y compuestos, al igual que maclas simples y polisintéticas, zonación y texturas: sieve y en esponja gruesa. También bordes reabsorbidos e inclusiones de opacos. La 2F<0.2 mm (50%) se compone de cristales euhedrales que, a veces, se disponen en una dirección. En este grupo también se diferencian maclas polisintéticas. An=60%
Antíbol	8%	Incoloro-verdoso-amarillento	Subhedral: prismático en forma hexagonal y alargados	<0.3 mm	Se observan algunas composiciones en función de los colores de interferencia: verde limón-rosa, verde fosforescente, azul oscuro-café. Algunos presentan aspecto corroído, bordes redondeados y centros alterados. Otros forman agregados con pl, cpx y minerales opacos. Además pueden definirse dos familias: 2F: cristales alterados con coronas de reacción. Y 3F: cristales menos alterados con, formas prismáticas, sin coronas. Amp Fm=20%
MATRIZ	20%	CARACTERÍSTICAS			
Plagioclasa	10%	Microlitos tabulares de <0.1 mm, rodeados de vidrio volcánico. No presentan orientación.			
Piroxeno	10%	Microlitos redondeados de <0.1 mm. Usualmente con colores de interferencia azulados y amarillos.			
M. ACCESORIOS	5%	CARACTERÍSTICAS			
Opacos	Óxidos	Isotrópico	subangulosos	<0.1 mm	Cristales individuales, como microlitos en la matriz y en las coronas de reacción
VIDRIO	20%	Corresponde a una masa gris-café que envuelve a los fenocristales. Es isotrópica.			
VESÍCULAS	20%	Presentan formas irregulares de hasta 1.5 mm.			
Total	100%				
OBSERVACIONES					
La lámina es muy gruesa y distorsiona el color de interferencia de los minerales. Además, gran parte de la sección presenta burbujas que influyen sobre la estimación del porcentaje mineral. Ocasionalmente se observan aglomerados poligranulares de cpx, amp, pl y óxidos. Todos los minerales presentan aspecto poloriento y bordes corroídos.					
REPRESENTACIÓN GRÁFICA					
Aumento 10x					

ANEXO V a
MODELO 1: M1T→ol+pl+amp+ap+ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	LF8 -	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV65	1/3/2007	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
HIJO	PFs	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV105	1/9/2013	46,210	886,628	1170,724	10,187	136,868	7,663	5,062	28,068	53,448	24,445	3,661	1,226	3,361	2,071	0,972	0,944	10,772	152,814	36,906	22,345	29,856

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 65)	Anfibol	Apatito	Olivino	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 105-FL18)		
Coefficients	1,8347	-0,2253	-0,0134	-0,0725	-0,0466	-0,4658			
Mass Balance (%)	100,00%	-12,28%	-0,73%	-3,95%	-2,54%	-25,39%	55,11%	SSE	0,73987993
Recalculation at 100%		27,36%	1,63%	8,81%	5,66%	56,55%		R.Square	0,99975109

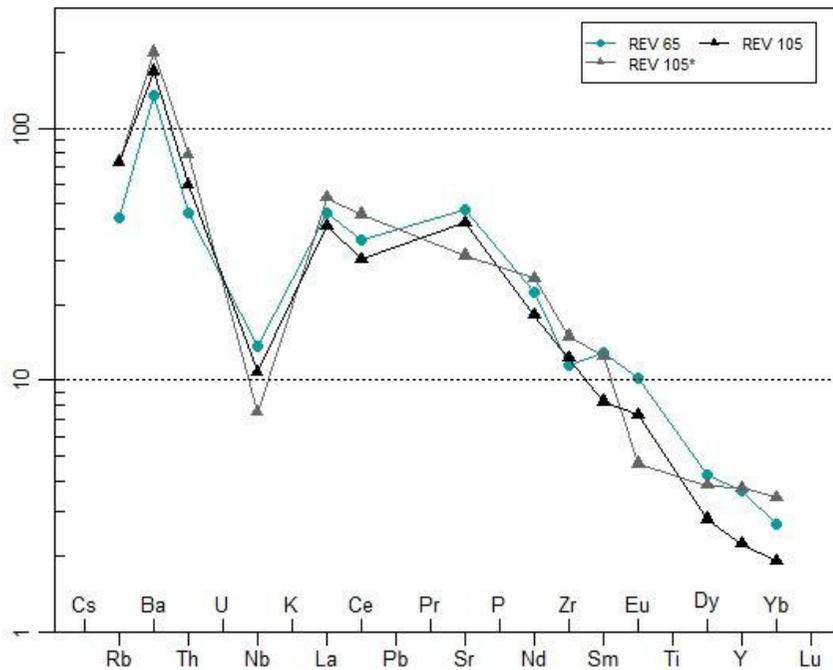
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	fmi	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
cl1_FC	1	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
cl2_FC	0,97	28,902	979,912	964,138	16,712	130,074	9,381	4,053	31,929	64,944	30,559	5,716	1,634	5,079	3,084	0,724	1,346	16,860	194,021	42,091	27,523	38,757
cl3_FC	0,94	29,752	956,356	986,088	16,732	132,070	9,061	4,177	32,179	65,801	30,772	5,705	1,562	5,083	3,068	0,712	1,365	16,426	191,922	26,818	27,045	34,566
cl4_FC	0,91	30,656	932,629	1009,274	16,753	134,163	8,742	4,310	32,439	66,698	30,994	5,693	1,492	5,088	3,051	0,701	1,384	15,989	189,780	16,839	26,560	30,713
cl5_FC	0,88	31,619	908,725	1033,810	16,774	136,361	8,425	4,452	32,710	67,639	31,224	5,681	1,422	5,092	3,034	0,689	1,405	15,550	187,591	10,410	26,068	27,183
cl6_FC	0,85	32,648	884,637	1059,826	16,797	138,674	8,108	4,604	32,992	68,625	31,465	5,668	1,353	5,097	3,016	0,677	1,426	15,109	185,352	6,329	25,569	23,956
cl7_FC	0,82	33,748	860,357	1087,467	16,820	141,111	7,793	4,767	33,287	69,663	31,716	5,655	1,285	5,101	2,998	0,665	1,449	14,665	183,061	3,779	25,062	21,017
cl8_FC	0,79	34,929	835,875	1116,900	16,844	143,684	7,479	4,941	33,597	70,755	31,978	5,642	1,218	5,106	2,979	0,653	1,473	14,218	180,715	2,214	24,546	18,348
cl9_FC	0,76	36,200	811,182	1148,316	16,869	146,406	7,166	5,130	33,921	71,908	32,253	5,628	1,153	5,112	2,960	0,640	1,498	13,768	178,310	1,270	24,022	15,935
cl10_FC	0,73	37,570	786,269	1181,937	16,896	149,293	6,854	5,333	34,261	73,128	32,542	5,614	1,088	5,117	2,940	0,627	1,525	13,315	175,841	0,713	23,488	13,760
cl11_FC	0,7	39,054	761,124	1218,016	16,923	152,361	6,544	5,554	34,619	74,420	32,845	5,599	1,025	5,123	2,919	0,614	1,553	12,859	173,306	0,390	22,945	11,810
cl12_FC	0,67	40,665	735,735	1256,851	16,952	155,631	6,235	5,794	34,998	75,794	33,165	5,583	0,963	5,128	2,897	0,601	1,583	12,400	170,698	0,208	22,391	10,068
cl13_FC	0,64	42,420	710,088	1298,790	16,982	159,127	5,927	6,056	35,397	77,258	33,503	5,567	0,902	5,135	2,875	0,587	1,615	11,937	168,013	0,108	21,826	8,520
cl14_FC	0,61	44,342	684,168	1344,246	17,013	162,874	5,621	6,344	35,821	78,822	33,861	5,550	0,842	5,141	2,852	0,573	1,649	11,471	165,244	0,054	21,249	7,153
cl15_FC	0,58	46,454	657,959	1393,709	17,046	166,905	5,317	6,660	36,272	80,499	34,240	5,532	0,783	5,148	2,828	0,559	1,686	11,000	162,385	0,026	20,660	5,953

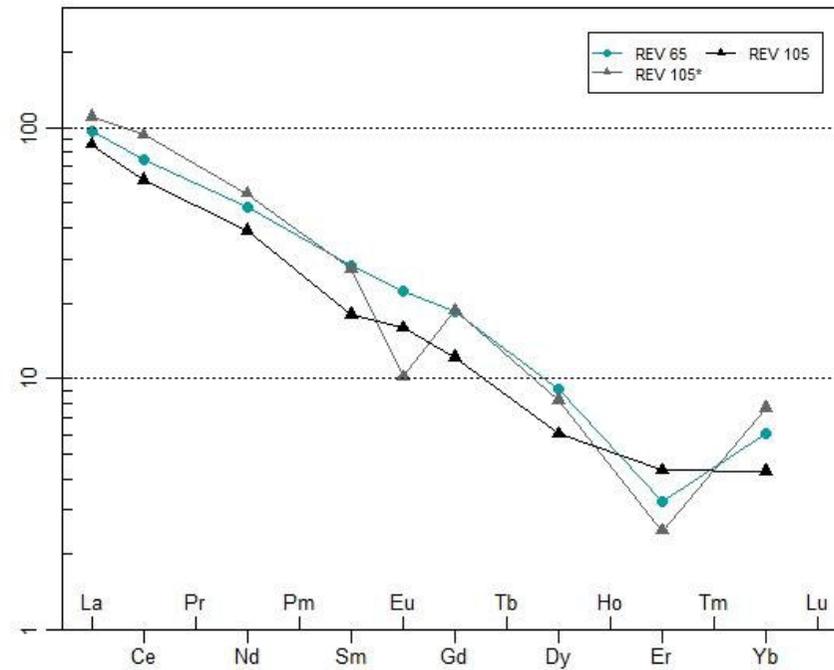
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas Normalizados

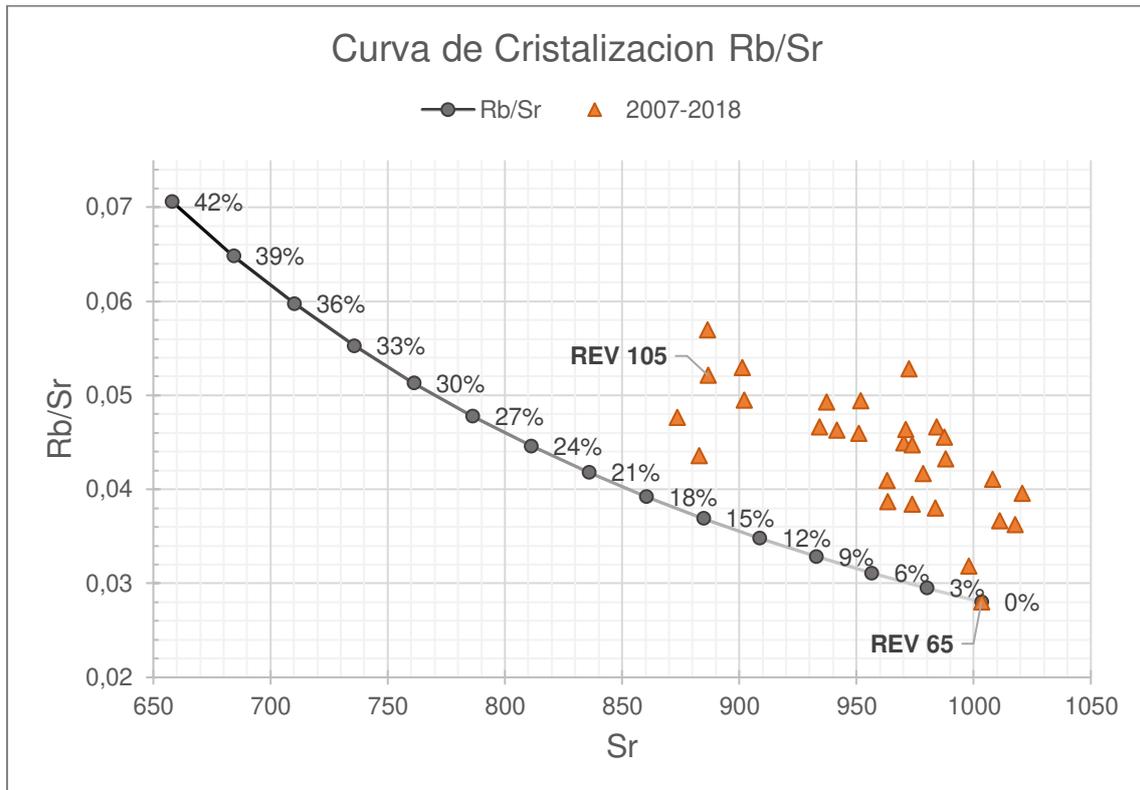
Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curvas de Cristalización



ANEXO V b
MODELO 1: M1G1→ol+pl+amp+ap+ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	LF8 -	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV65	1/3/2007	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
HUO	PFs	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV101	1/9/2013	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 65)	Anfíbol	Apatito	Olivino	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 101)		
Coefficients	1,3778	-0,1580	-0,0077	-0,0177	-0,0173	-0,1736			
Mass Balance (%)	100,00%	-11,47%	-0,56%	-1,28%	-1,26%	-12,60%	72,83%	SSE	0,14674314
Recalculation at 100%		42,21%	2,05%	4,73%	4,62%	46,39%		R.Square	0,99994414

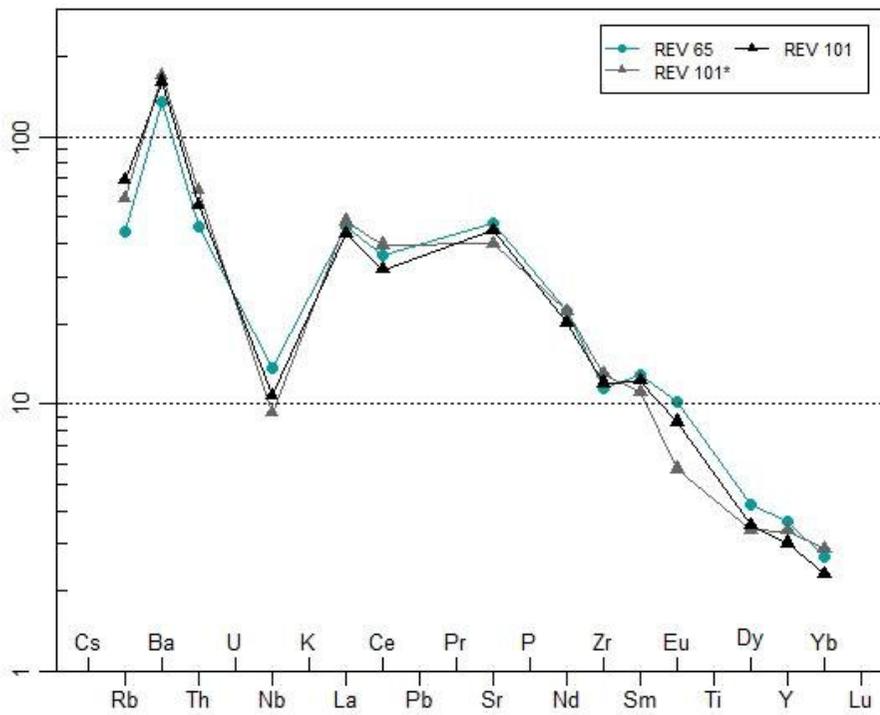
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	fmi	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
cl1_FC	1	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
c21_FC	0,97	28,883	985,907	964,009	16,553	129,706	9,348	4,053	31,815	64,671	30,323	5,642	1,615	5,021	3,036	0,712	1,337	16,421	189,751	40,389	27,764	37,902
cl3_FC	0,94	29,713	968,279	985,819	16,410	131,312	8,996	4,179	31,946	65,241	30,291	5,556	1,525	4,967	2,971	0,689	1,346	15,568	183,439	24,661	27,527	33,035
cl4_FC	0,91	30,594	950,409	1008,854	16,265	132,991	8,647	4,313	32,082	65,835	30,258	5,468	1,438	4,911	2,905	0,666	1,355	14,735	177,143	14,819	27,285	28,665
cl5_FC	0,88	31,533	932,287	1033,228	16,115	134,749	8,301	4,456	32,223	66,454	30,224	5,379	1,353	4,854	2,839	0,643	1,365	13,920	170,864	8,754	27,038	24,755
cl6_FC	0,85	32,534	913,900	1059,067	15,963	136,593	7,957	4,609	32,369	67,101	30,188	5,288	1,270	4,795	2,772	0,620	1,375	13,124	164,600	5,078	26,784	21,270
cl7_FC	0,82	33,605	895,235	1086,516	15,806	138,529	7,615	4,772	32,522	67,778	30,152	5,196	1,190	4,736	2,705	0,597	1,385	12,348	158,353	2,888	26,523	18,176
cl8_FC	0,79	34,753	876,276	1115,740	15,644	140,567	7,277	4,948	32,680	68,487	30,114	5,102	1,112	4,674	2,636	0,574	1,397	11,591	152,124	1,609	26,255	15,441
cl9_FC	0,76	35,987	857,008	1146,928	15,479	142,715	6,941	5,138	32,846	69,232	30,075	5,006	1,037	4,612	2,567	0,551	1,408	10,854	145,913	0,876	25,980	13,035
cl10_FC	0,73	37,318	837,414	1180,298	15,308	144,984	6,608	5,343	33,020	70,015	30,034	4,908	0,963	4,547	2,497	0,528	1,420	10,137	139,721	0,465	25,697	10,929

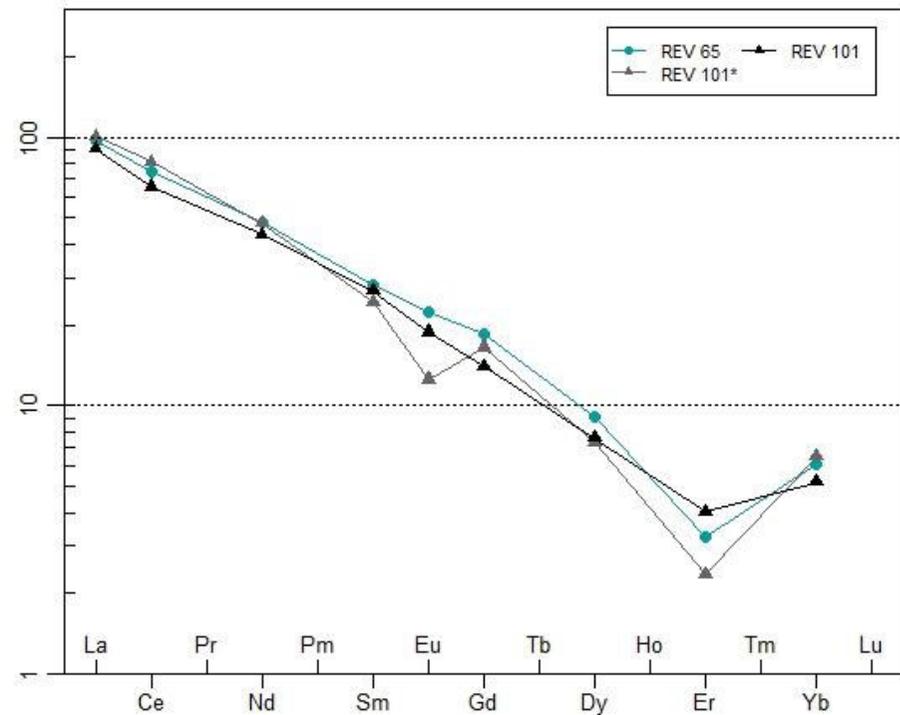
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas normalizados

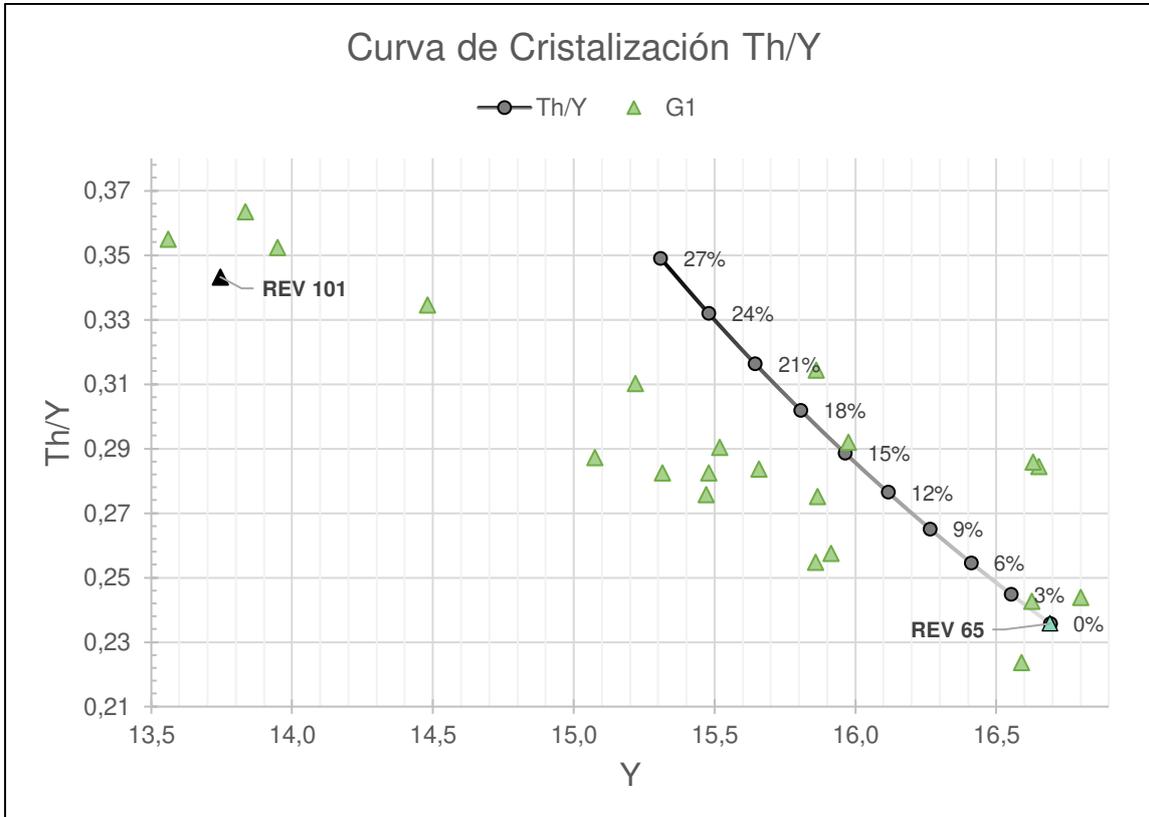
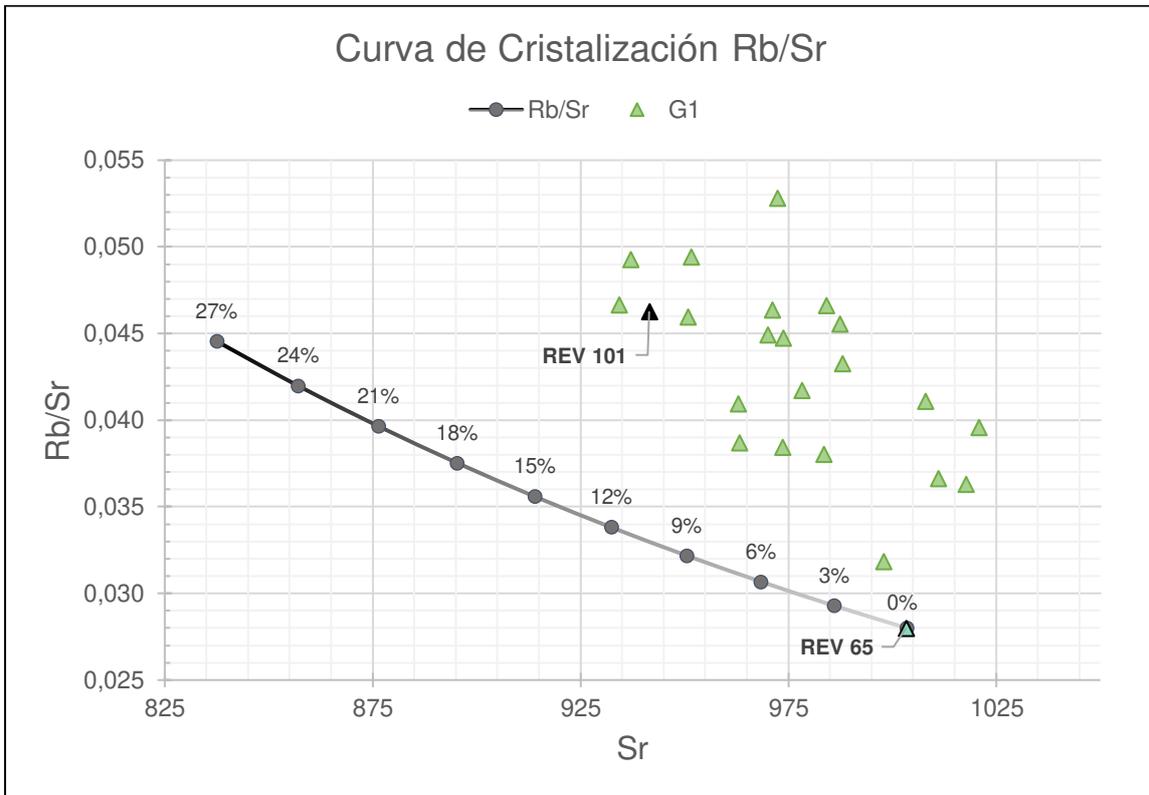
Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curvas de Cristalización



ANEXO V c
MODELO 1: M1G2→ol+pl+amp+ap+ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	PFs	<i>Fb</i>	<i>Sr</i>	<i>Ba</i>	<i>Y</i>	<i>Zr</i>	<i>Nb</i>	<i>Th</i>	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Dy</i>	<i>Er</i>	<i>Yb</i>	<i>Sc</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>
REV101	1/9/2013	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323
HUJO	LF76:	<i>Fb</i>	<i>Sr</i>	<i>Ba</i>	<i>Y</i>	<i>Zr</i>	<i>Nb</i>	<i>Th</i>	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Dy</i>	<i>Er</i>	<i>Yb</i>	<i>Sc</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>
REV 105	1/4/2018	46,210	886,628	1170,724	10,187	136,868	7,663	5,062	28,068	53,448	24,445	3,661	1,226	3,361	2,071	0,972	0,944	10,772	152,814	36,906	22,345	29,856

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 101)	Anfíbol	Apatito	Olivino	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 105-FL18)		
Coefficients	1,3338	-0,0167	-0,0030	-0,0487	-0,0235	-0,2354			
Mass Balance (%)	100,00%	-1,25%	-0,23%	-3,65%	-1,76%	-17,65%	75,46%	SSE	0,16379699
Recalculation at 100%		5,11%	0,92%	14,88%	7,17%	71,92%		R.Square	0,99994490

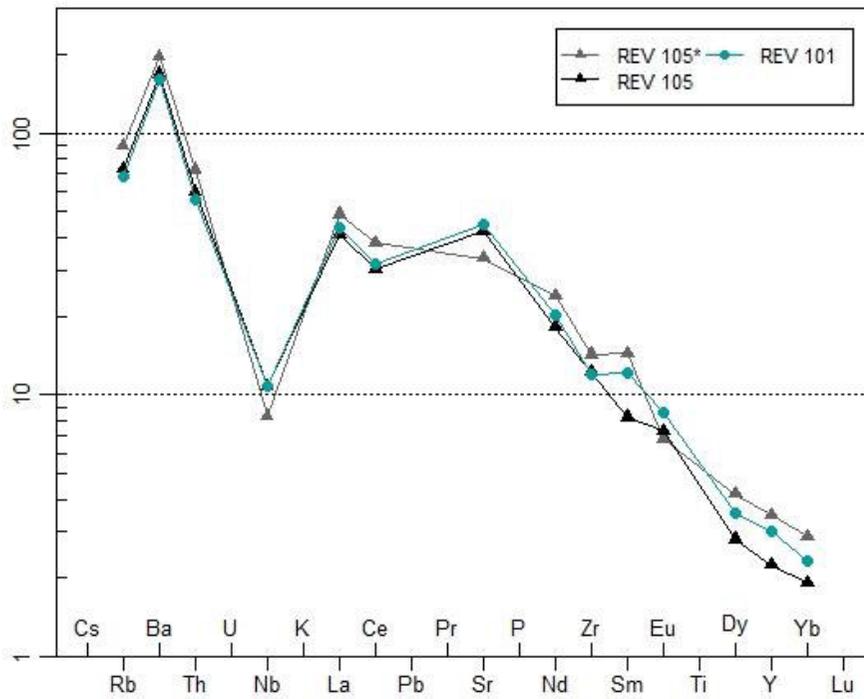
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	<i>fmi</i>	<i>Rb</i>	<i>Sr</i>	<i>Ba</i>	<i>Y</i>	<i>Zr</i>	<i>Nb</i>	<i>Th</i>	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Dy</i>	<i>Er</i>	<i>Yb</i>	<i>Sc</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>
cl1_FC	1,00	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323
cl2_FC	0,97	44,852	911,069	1146,254	13,957	137,194	7,449	4,858	30,157	57,562	27,734	5,515	1,407	3,931	2,648	0,912	1,172	14,234	169,603	35,151	23,569	35,468
cl3_FC	0,94	46,218	880,711	1172,573	14,181	139,921	7,234	5,006	30,582	58,727	28,279	5,618	1,371	4,006	2,700	0,922	1,201	14,445	173,639	23,931	22,859	32,747
cl4_FC	0,91	47,671	850,430	1200,381	14,417	142,794	7,018	5,164	31,028	59,954	28,853	5,727	1,334	4,086	2,755	0,933	1,232	14,666	177,907	16,091	22,148	30,156
cl5_FC	0,88	49,222	820,226	1229,814	14,664	145,825	6,801	5,332	31,495	61,250	29,459	5,842	1,297	4,170	2,813	0,944	1,264	14,898	182,428	10,676	21,436	27,693
cl6_FC	0,85	50,880	790,104	1261,028	14,925	149,029	6,585	5,512	31,986	62,620	30,099	5,964	1,259	4,258	2,874	0,956	1,299	15,143	187,227	6,983	20,724	25,356
cl7_FC	0,82	52,656	760,066	1294,199	15,199	152,423	6,367	5,705	32,503	64,071	30,777	6,092	1,222	4,352	2,939	0,969	1,336	15,400	192,331	4,499	20,011	23,144
cl8_FC	0,79	54,563	730,113	1329,530	15,489	156,024	6,150	5,912	33,048	65,612	31,496	6,228	1,184	4,451	3,008	0,982	1,376	15,671	197,773	2,851	19,298	21,052
cl9_FC	0,76	56,618	700,250	1367,249	15,797	159,855	5,931	6,135	33,623	67,252	32,261	6,373	1,146	4,556	3,081	0,996	1,418	15,958	203,589	1,775	18,583	19,079

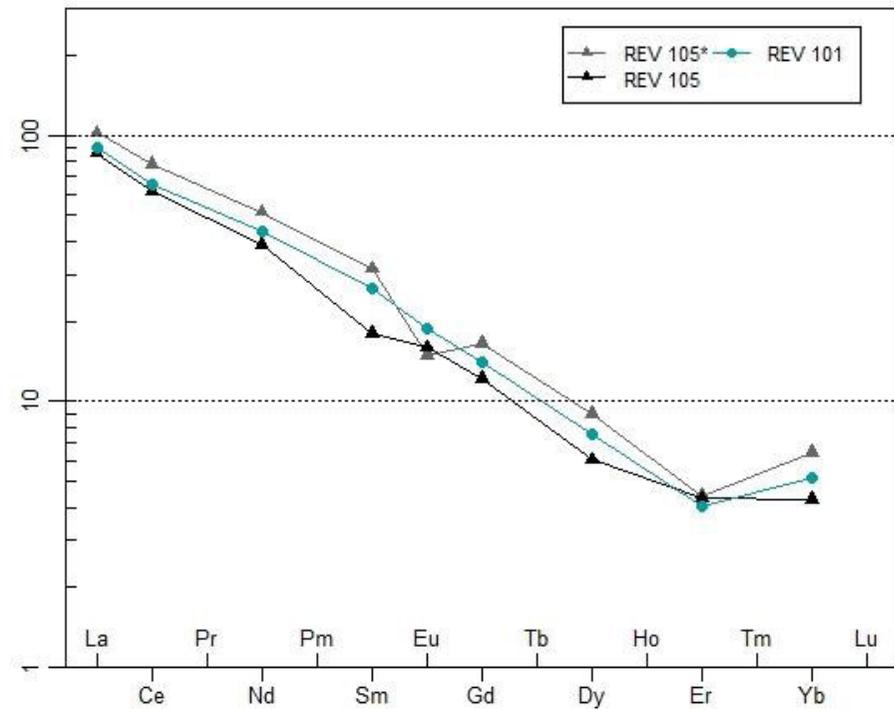
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas normalizados

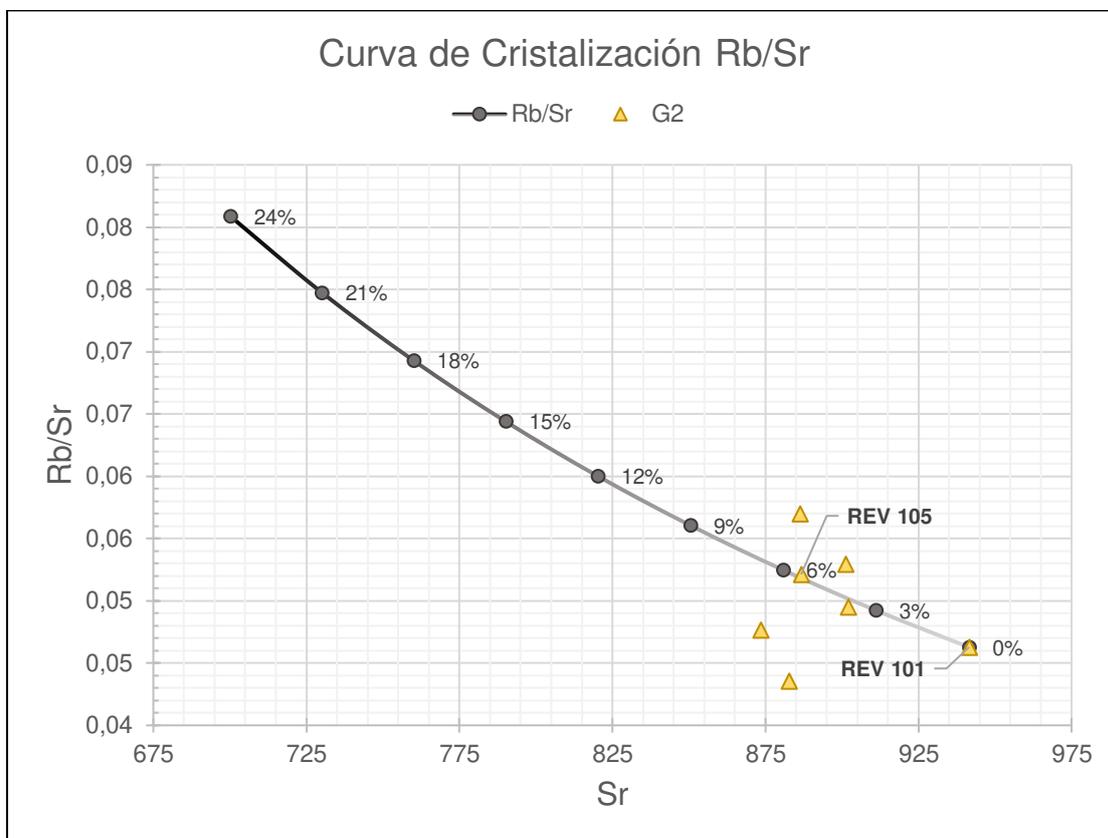
Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curva de Cristalización



ANEXO VI a
MODELO 2: M2G1→ol+pl+cpx+amp+ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	LF8 -	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV65	1/3/2007	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
HUO	PFs	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV101	1/9/2013	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 65)	Anfíbol	Clinopiroxeno	Olivino	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 101)		
Coefficients	1,4155	-0,2024	-0,0065	-0,0051	-0,0164	-0,1809			
Mass Balance (%)	100,00%	-14,30%	-0,46%	-0,36%	-1,16%	-12,78%	70,94%	SSE	0,20625850
Recalculation at 100%		49,21%	1,59%	1,25%	3,99%	43,97%		R.Square	0,99991889

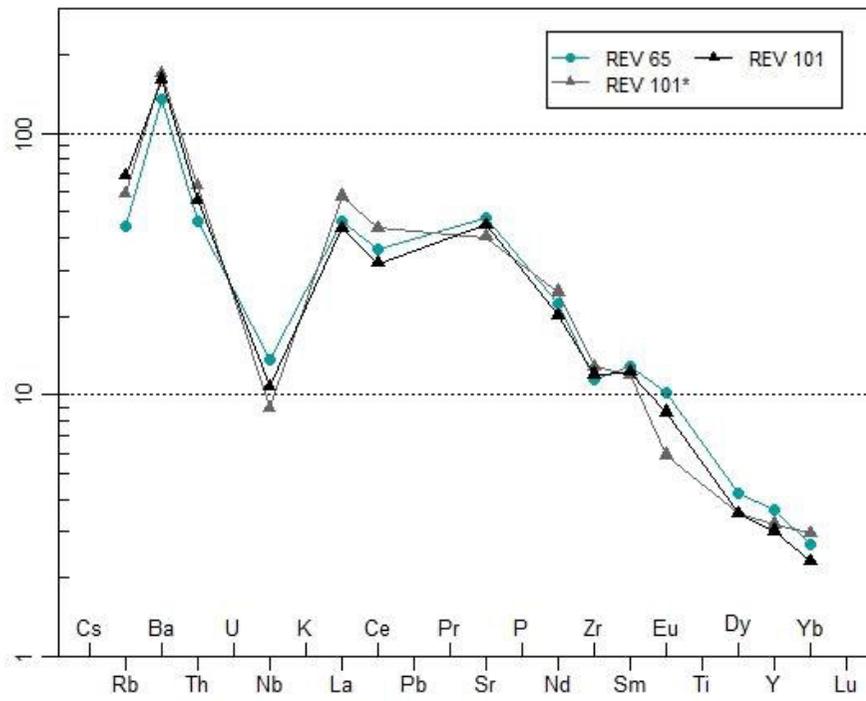
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	fmi	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
cL1_FC	1	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
cL2_FC	0,97	28,873	986,725	963,697	16,472	129,600	9,316	4,053	32,372	65,268	30,643	5,686	1,619	5,067	3,047	0,731	1,340	16,170	187,589	39,842	27,849	37,667
cL3_FC	0,94	29,692	969,911	985,170	16,249	131,095	8,933	4,179	33,092	66,470	30,945	5,644	1,534	5,059	2,993	0,726	1,353	15,089	179,219	23,988	27,699	32,620
cL4_FC	0,91	30,562	952,852	1007,843	16,021	132,656	8,555	4,313	33,852	67,735	31,259	5,601	1,450	5,050	2,939	0,721	1,367	14,049	170,969	14,207	27,545	28,118
cL5_FC	0,88	31,488	935,536	1031,823	15,790	134,289	8,181	4,457	34,656	69,067	31,587	5,557	1,368	5,041	2,884	0,716	1,381	13,049	162,841	8,267	27,387	24,116
cL6_FC	0,85	32,475	917,951	1057,237	15,553	136,000	7,811	4,610	35,507	70,473	31,930	5,511	1,289	5,032	2,828	0,712	1,396	12,089	154,838	4,722	27,224	20,575
cL7_FC	0,82	33,531	900,082	1084,224	15,312	137,796	7,445	4,774	36,412	71,960	32,290	5,465	1,211	5,023	2,771	0,706	1,411	11,170	146,962	2,643	27,057	17,453
cL8_FC	0,79	34,662	881,915	1112,945	15,066	139,683	7,084	4,950	37,374	73,535	32,667	5,417	1,135	5,013	2,713	0,701	1,428	10,289	139,215	1,448	26,884	14,715
cL9_FC	0,76	35,878	863,433	1143,584	14,814	141,671	6,728	5,140	38,401	75,208	33,063	5,367	1,062	5,003	2,654	0,696	1,445	9,448	131,600	0,775	26,706	12,324
cL10_FC	0,73	37,187	844,617	1176,353	14,557	143,769	6,376	5,346	39,499	76,989	33,481	5,316	0,990	4,992	2,594	0,690	1,463	8,647	124,121	0,404	26,522	10,249

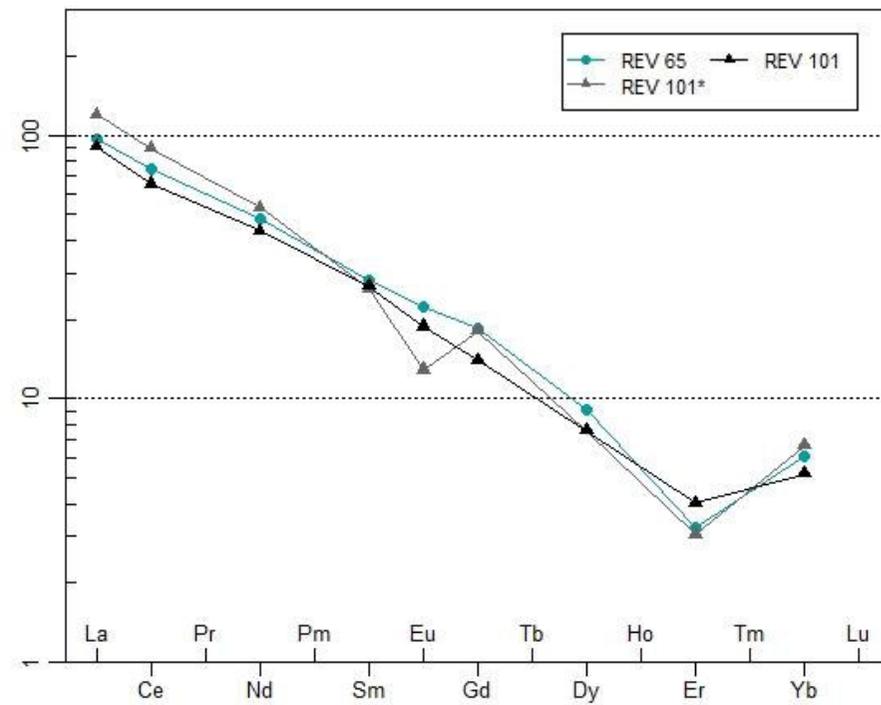
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas normalizados

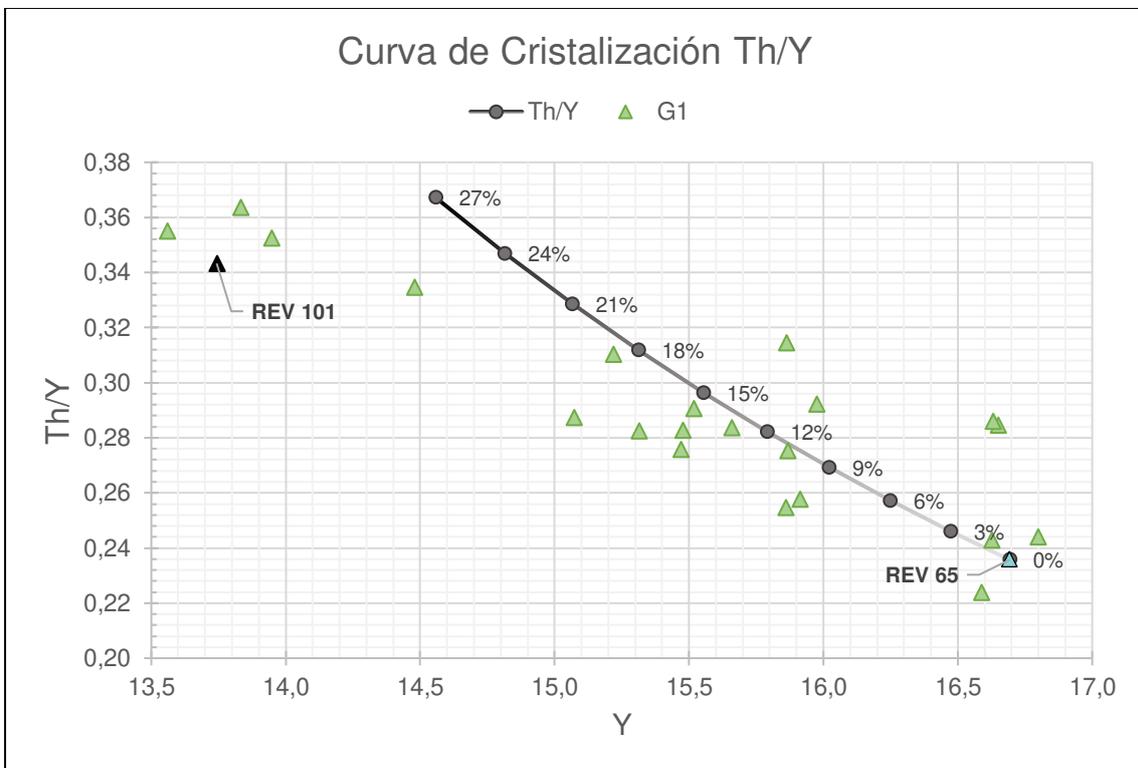
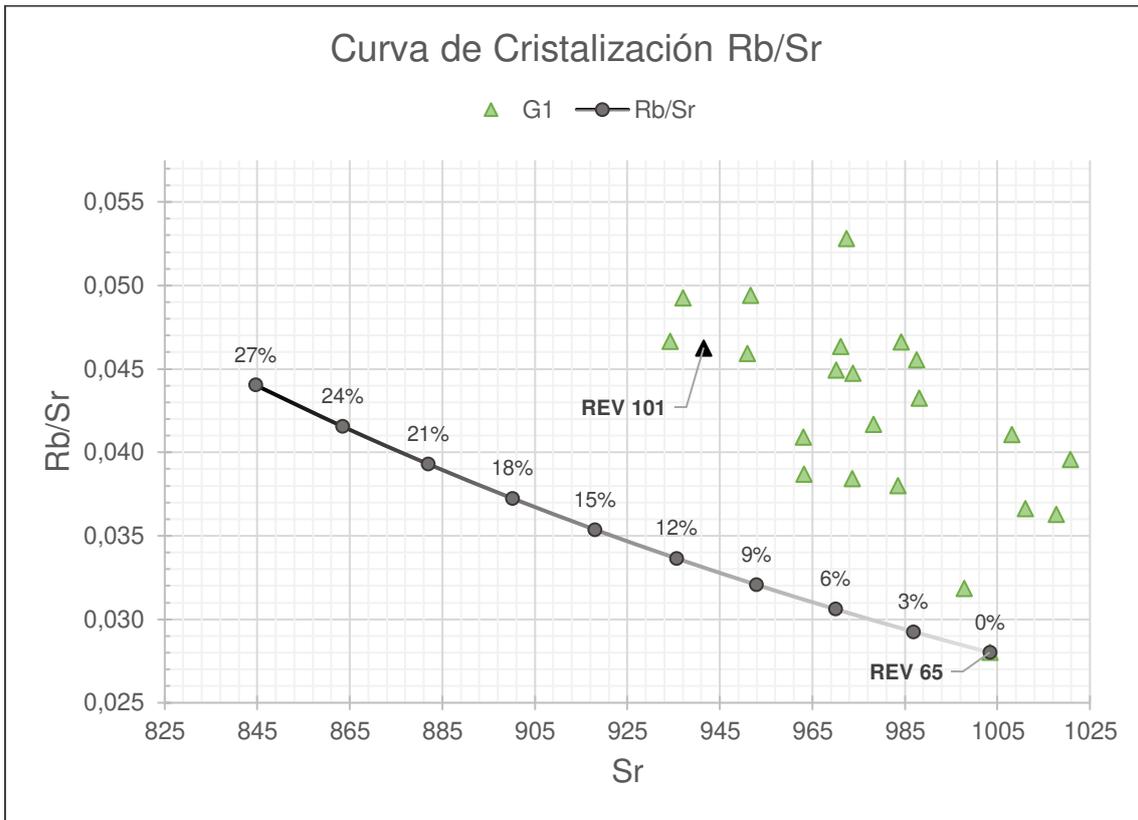
Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curvas de Cristalización



ANEXO VI b
MODELO 2: M2G2→ol+pl+cpx+amp+ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	PFs	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV 102	1/9/2013	44,626	901,989	1101,105	11,028	137,461	8,291	4,537	29,121	54,847	25,558	4,273	1,333	3,431	2,100	1,316	1,024	12,230	163,096	46,300	23,892	35,374
HUJO	LF76:	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV 105	1/4/2018	46,210	886,628	1170,724	10,187	136,868	7,663	5,062	28,068	53,448	24,445	3,661	1,226	3,361	2,071	0,972	0,944	10,772	152,814	36,906	22,345	29,856

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 102-R1 2016)	Anfibol	Clinopiroxeno	Olivino	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 105-FL18)		
Coefficients	1,0952	-0,0519	-0,0016	-0,0001	-0,0042	-0,0362			
Mass Balance (%)	100,00%	-4,74%	-0,14%	-0,01%	-0,38%	-3,30%	91,42%	SSE	0,028816668
Recalculation at 100%		55,25%	1,68%	0,08%	4,47%	38,52%		R. Square	0,999990306

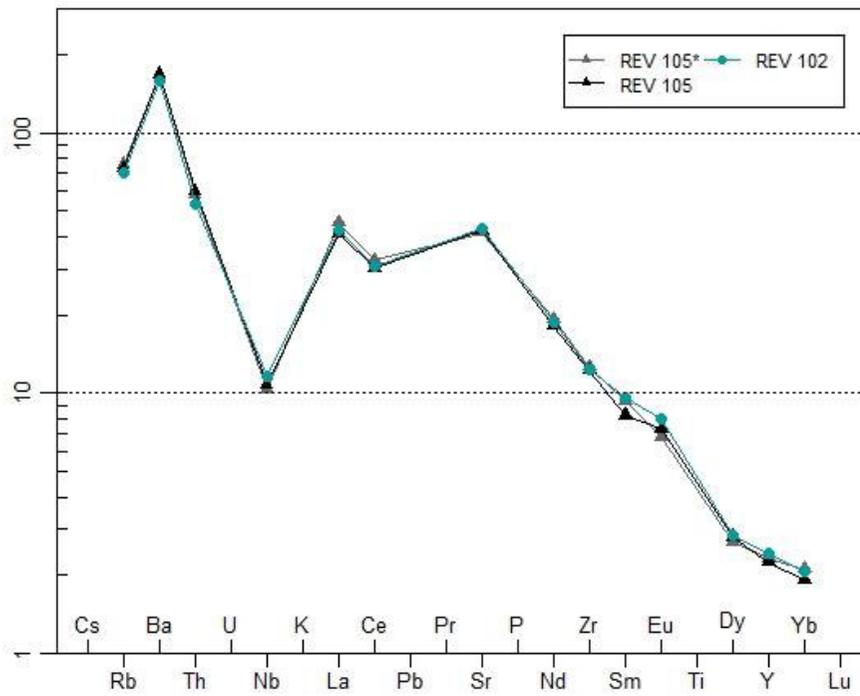
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	fmi	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
cl1_FC	1,00	44,626	901,989	1101,105	11,028	137,461	8,291	4,537	29,121	54,847	25,558	4,273	1,333	3,431	2,100	1,316	1,024	12,230	163,096	46,300	23,892	35,374
cl2_FC	0,99	45,023	898,109	1108,926	10,967	137,866	8,179	4,582	29,328	55,154	25,621	4,257	1,309	3,425	2,084	1,312	1,026	11,917	160,249	38,561	23,825	33,628
cl3_FC	0,98	45,428	894,207	1116,883	10,905	138,276	8,068	4,627	29,539	55,466	25,685	4,241	1,284	3,419	2,069	1,307	1,029	11,610	157,424	32,057	23,758	31,953
cl4_FC	0,97	45,841	890,282	1124,979	10,843	138,691	7,957	4,674	29,753	55,783	25,750	4,225	1,260	3,414	2,053	1,303	1,031	11,307	154,621	26,599	23,690	30,344
cl5_FC	0,96	46,262	886,334	1133,219	10,781	139,112	7,847	4,722	29,971	56,106	25,816	4,208	1,237	3,408	2,037	1,298	1,034	11,009	151,839	22,027	23,622	28,801
cl6_FC	0,95	46,691	882,362	1141,606	10,718	139,539	7,737	4,770	30,193	56,433	25,882	4,192	1,213	3,402	2,021	1,293	1,036	10,716	149,079	18,206	23,553	27,322
cl7_FC	0,94	47,129	878,366	1150,145	10,655	139,972	7,627	4,820	30,419	56,766	25,950	4,175	1,190	3,396	2,005	1,289	1,039	10,428	146,341	15,017	23,484	25,904
cl8_FC	0,93	47,576	874,346	1158,841	10,592	140,410	7,518	4,870	30,650	57,104	26,018	4,159	1,167	3,390	1,989	1,284	1,041	10,144	143,625	12,361	23,414	24,546
cl9_FC	0,92	48,032	870,301	1167,697	10,529	140,855	7,409	4,922	30,884	57,449	26,087	4,142	1,144	3,384	1,973	1,280	1,044	9,866	140,930	10,154	23,344	23,246

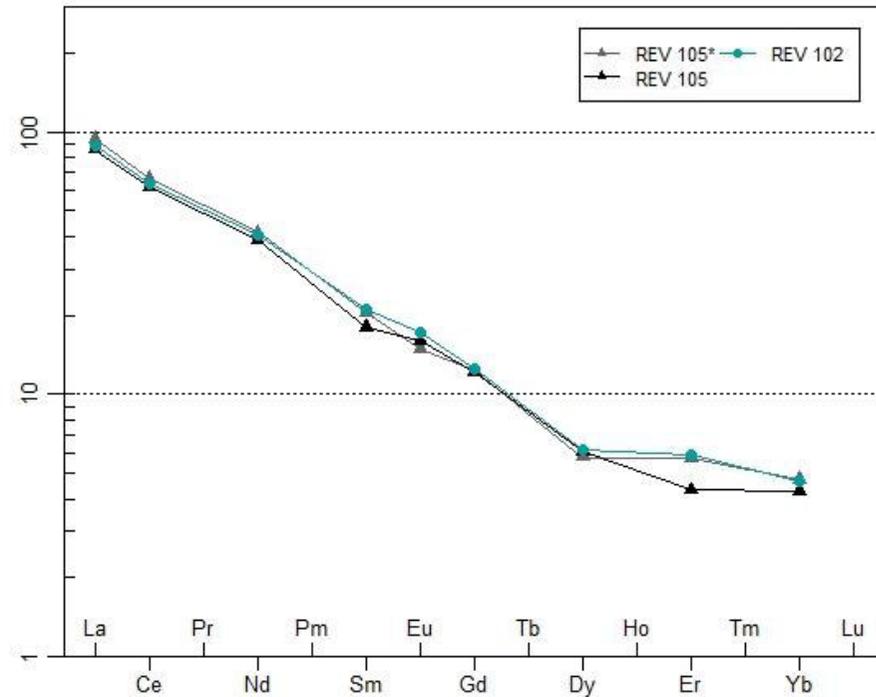
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas normalizados

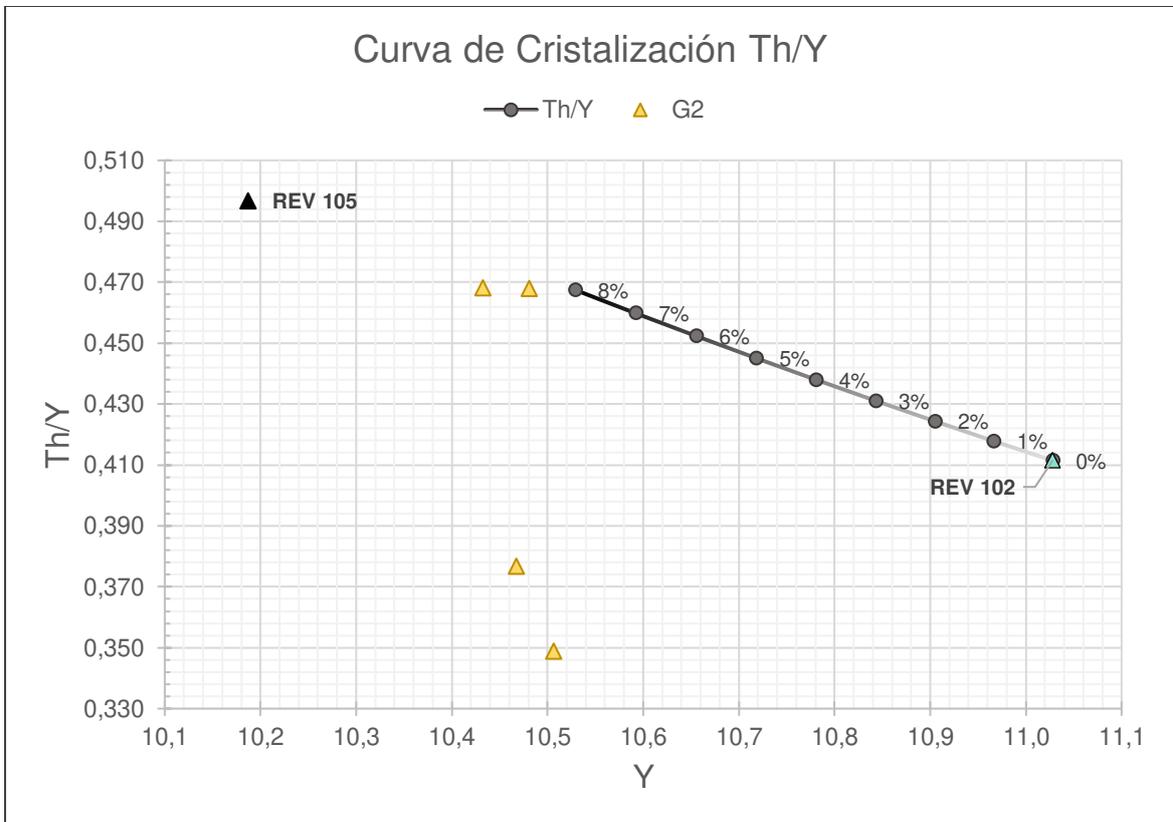
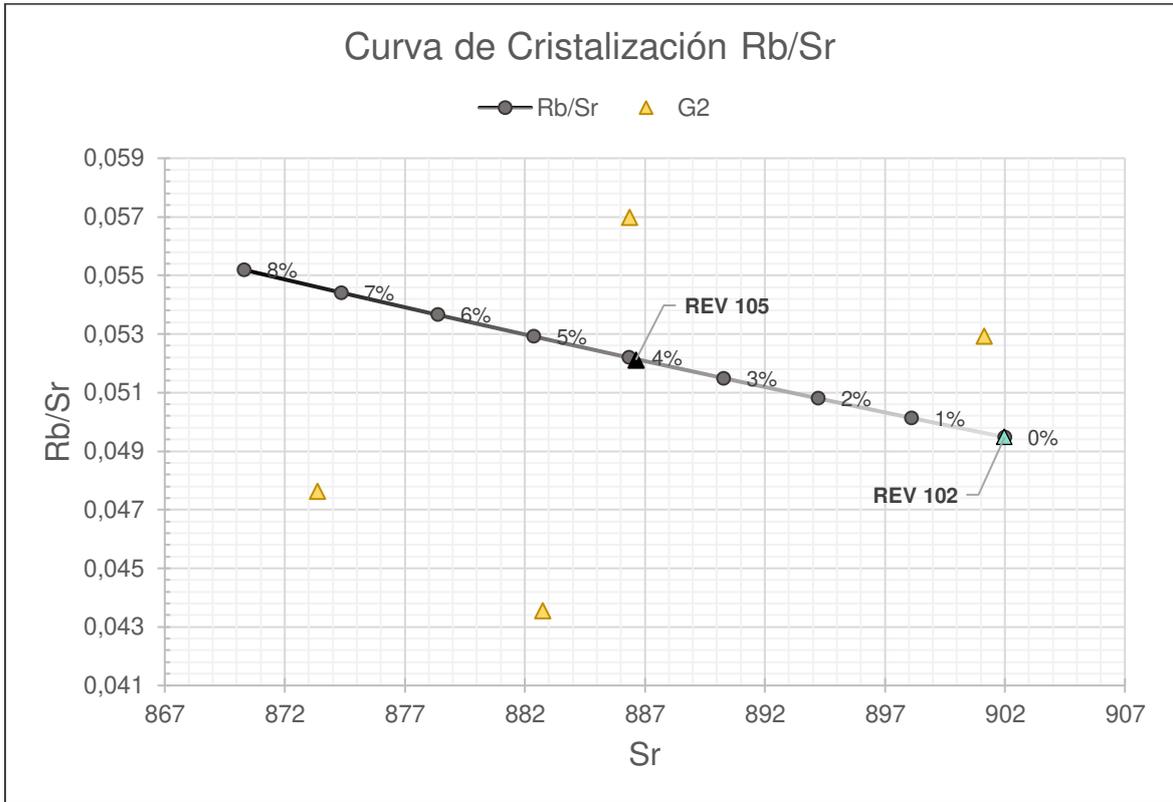
Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curvas de cristalización



ANEXO VII a
MODELO 3: M3G1→ol+pl+cpx +ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	LF8 -	<i>Fb</i>	<i>Sr</i>	<i>Ba</i>	<i>Y</i>	<i>Zr</i>	<i>Nb</i>	<i>Th</i>	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Dy</i>	<i>Er</i>	<i>Yb</i>	<i>Sc</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>
REV65	1/3/2007	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
HIJO	PFs	<i>Fb</i>	<i>Sr</i>	<i>Ba</i>	<i>Y</i>	<i>Zr</i>	<i>Nb</i>	<i>Th</i>	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Dy</i>	<i>Er</i>	<i>Yb</i>	<i>Sc</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>
REV101	1/9/2013	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 65)	Clinopiroxeno	Olivino	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 101)		
Coefficients	1,4273	-0,0771	-0,0474	-0,0338	-0,2574			
Mass Balance (%)	100,00%	-5,40%	-3,32%	-2,37%	-18,04%	70,88%	SSE	0,41319593
Recalculation at 100%		18,54%	11,39%	8,13%	61,93%		R.Square	0,99983751

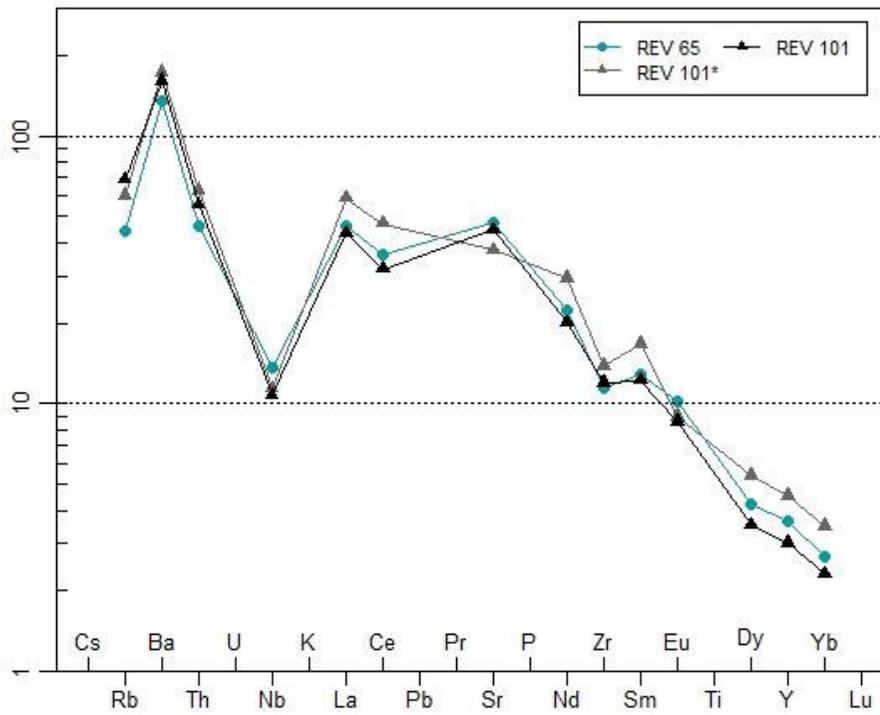
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	<i>fmi</i>	<i>Rb</i>	<i>Sr</i>	<i>Ba</i>	<i>Y</i>	<i>Zr</i>	<i>Nb</i>	<i>Th</i>	<i>La</i>	<i>Ce</i>	<i>Nd</i>	<i>Sm</i>	<i>Eu</i>	<i>Gd</i>	<i>Dy</i>	<i>Er</i>	<i>Yb</i>	<i>Sc</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>
cl1_FC	1	28,101	1003,305	943,324	16,692	128,167	9,702	3,935	31,689	64,123	30,354	5,727	1,707	5,075	3,100	0,735	1,328	17,292	196,077	65,160	27,995	43,305
cl2_FC	0,97	28,943	980,195	965,796	17,043	130,591	9,539	4,052	32,425	65,781	31,162	5,874	1,687	5,199	3,176	0,754	1,362	17,103	199,871	43,725	26,416	41,261
cl3_FC	0,94	29,838	956,916	989,534	17,414	133,139	9,373	4,177	33,202	67,535	32,018	6,029	1,667	5,329	3,257	0,773	1,398	16,910	203,861	28,975	24,880	39,253
cl4_FC	0,91	30,791	933,462	1014,655	17,805	135,822	9,205	4,309	34,023	69,396	32,927	6,194	1,646	5,467	3,343	0,794	1,435	16,714	208,064	18,947	23,389	37,283
cl5_FC	0,88	31,807	909,826	1041,289	18,218	138,652	9,035	4,450	34,894	71,373	33,893	6,369	1,624	5,614	3,434	0,816	1,476	16,513	212,500	12,214	21,941	35,351
cl6_FC	0,85	32,895	885,999	1069,582	18,655	141,642	8,861	4,602	35,818	73,478	34,922	6,556	1,603	5,770	3,531	0,840	1,518	16,308	217,188	7,755	20,537	33,457
cl7_FC	0,82	34,061	861,974	1099,704	19,119	144,807	8,686	4,764	36,801	75,724	36,022	6,755	1,581	5,936	3,633	0,865	1,564	16,098	222,154	4,844	19,178	31,602
cl8_FC	0,79	35,314	837,742	1131,844	19,613	148,165	8,507	4,938	37,850	78,126	37,199	6,968	1,558	6,114	3,743	0,891	1,613	15,883	227,426	2,973	17,863	29,786
cl9_FC	0,76	36,664	813,293	1166,225	20,140	151,736	8,325	5,125	38,971	80,702	38,462	7,196	1,535	6,303	3,861	0,920	1,665	15,663	233,034	1,790	16,592	28,011
cl10_FC	0,73	38,123	788,615	1203,098	20,702	155,542	8,141	5,328	40,172	83,472	39,822	7,441	1,511	6,507	3,988	0,951	1,722	15,437	239,014	1,057	15,366	26,276

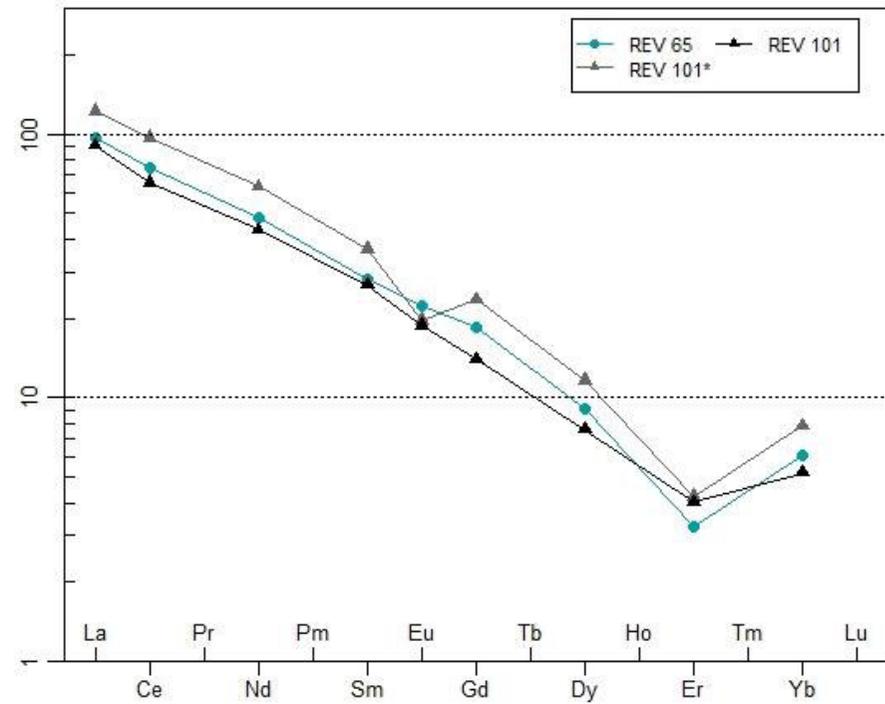
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas normalizados

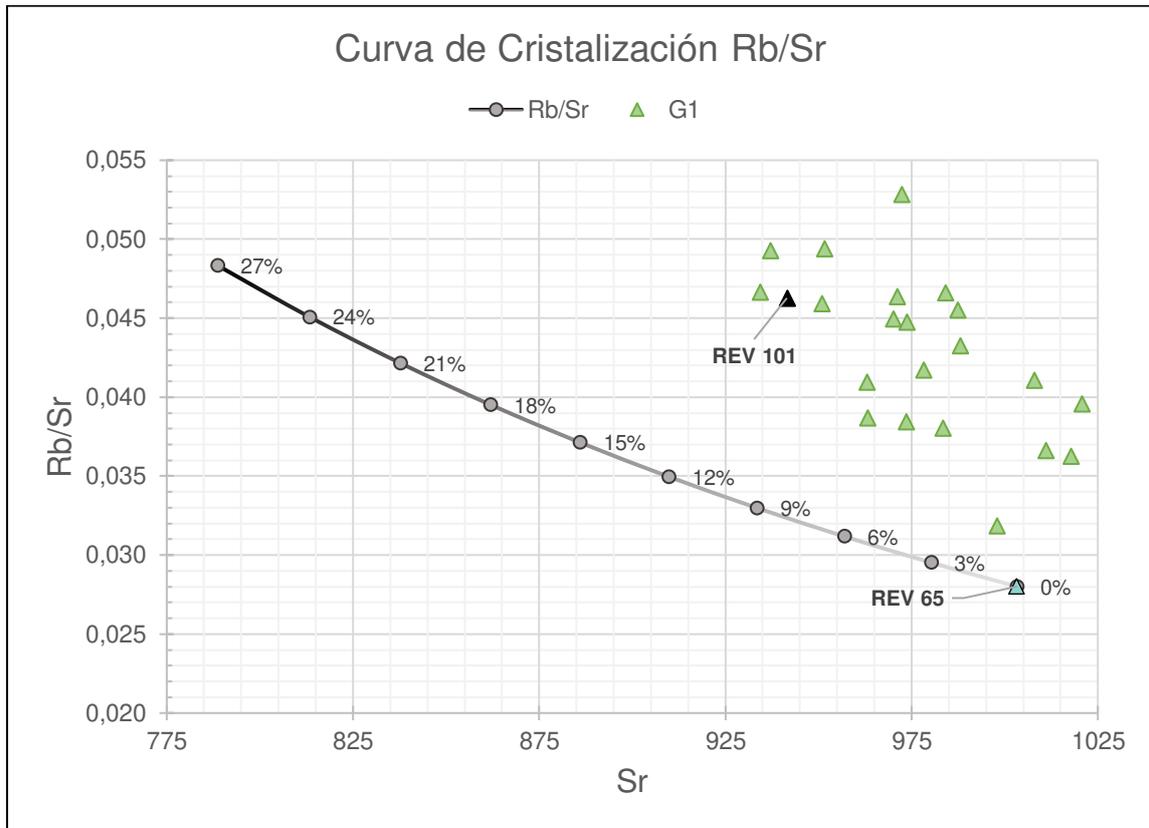
Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curva de Cristalización



ANEXO VII b
MODELO 3: M3G2→ol+pl+cpx +ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	PFs	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV101	1/9/2013	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323
HUO	LF76:	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV 105	1/4/2018	46,210	886,628	1170,724	10,187	136,868	7,663	5,062	28,068	53,448	24,445	3,661	1,226	3,361	2,071	0,972	0,944	10,772	152,814	36,906	22,345	29,856

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 101)	Clinopiroxeno	Olivino	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 105-FL18)		
Coefficients	1,3431	-0,0096	-0,0518	-0,0255	-0,2485			
Mass Balance (%)	100,00%	-0,71%	-3,86%	-1,90%	-18,50%	75,03%	SSE	0,20129138
Recalculation at 100%		2,85%	15,45%	7,60%	74,10%		R.Square	0,99993033

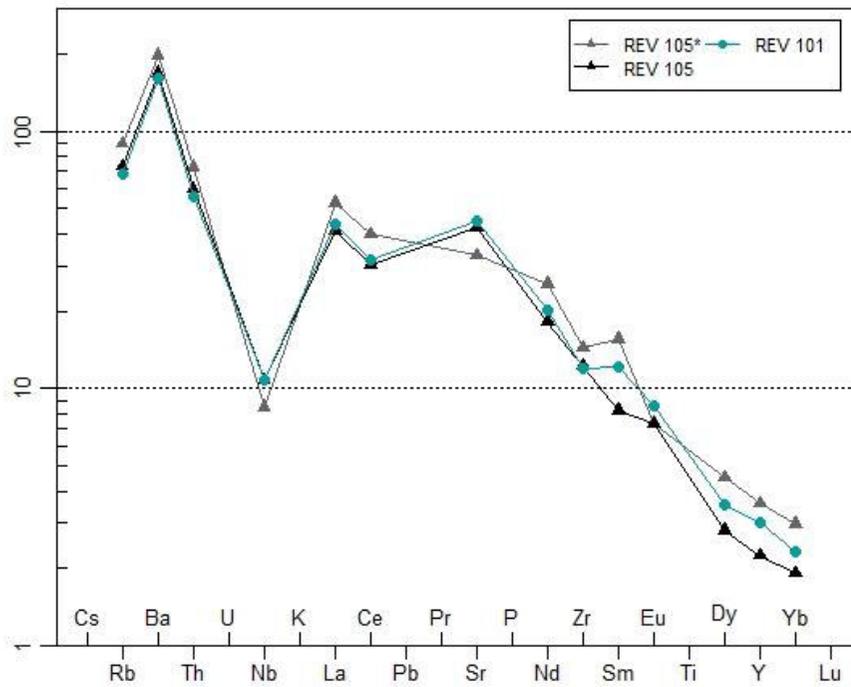
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	fmi	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
cl1_FC	1,000	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323
cl2_FC	0,970	44,863	910,193	1146,473	14,006	137,319	7,466	4,857	30,400	57,875	27,944	5,565	1,419	3,964	2,671	0,928	1,176	14,288	170,611	35,467	23,409	35,858
cl3_FC	0,940	46,241	878,992	1173,029	14,282	140,182	7,266	5,005	31,085	59,378	28,716	5,722	1,393	4,076	2,749	0,955	1,211	14,557	175,741	24,370	22,545	33,481
cl4_FC	0,910	47,708	847,900	1201,092	14,573	143,200	7,066	5,163	31,809	60,970	29,536	5,890	1,367	4,195	2,831	0,984	1,247	14,839	181,199	16,543	21,686	31,192
cl5_FC	0,880	49,273	816,922	1230,801	14,881	146,387	6,865	5,331	32,575	62,661	30,408	6,068	1,341	4,321	2,919	1,014	1,286	15,137	187,019	11,085	20,832	28,991
cl6_FC	0,850	50,947	786,059	1262,315	15,205	149,759	6,663	5,511	33,386	64,459	31,337	6,258	1,314	4,455	3,012	1,047	1,328	15,452	193,237	7,325	19,985	26,877
cl7_FC	0,820	52,740	755,317	1295,812	15,549	153,335	6,460	5,703	34,249	66,377	32,330	6,461	1,287	4,599	3,112	1,082	1,372	15,785	199,897	4,769	19,143	24,849
cl8_FC	0,790	54,667	724,698	1331,497	15,914	157,134	6,256	5,910	35,166	68,426	33,393	6,678	1,259	4,753	3,220	1,120	1,420	16,137	207,047	3,055	18,307	22,907
cl9_FC	0,760	56,744	694,207	1369,605	16,301	161,181	6,051	6,133	36,146	70,622	34,533	6,912	1,232	4,919	3,335	1,160	1,471	16,512	214,746	1,924	17,478	21,051

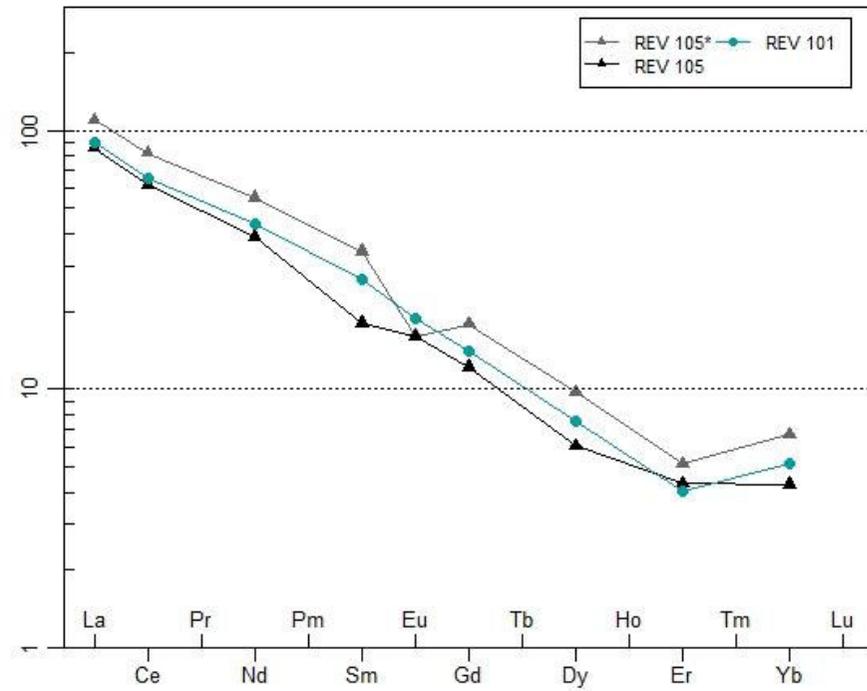
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas normalizados

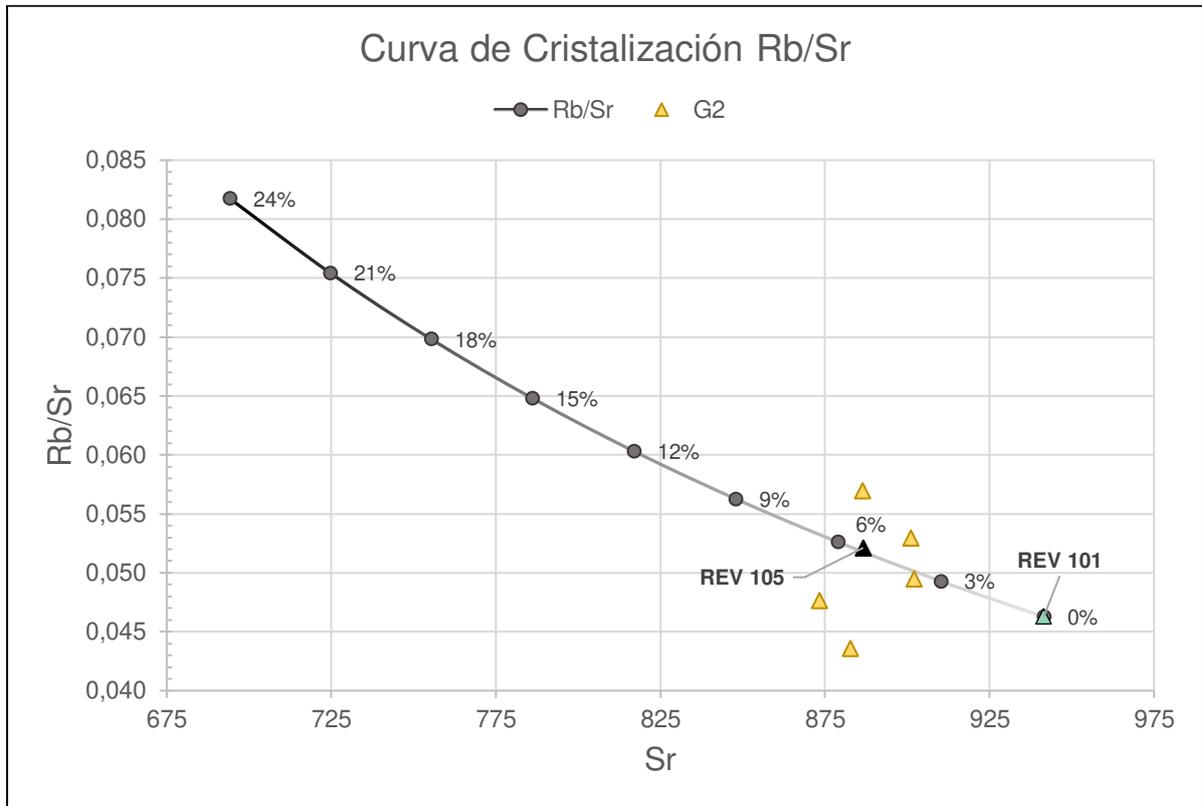
Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curva de Cristalización



ANEXO VIII a
MODELO 4: M4G2→opx+pl+amp+ox

COMPOSICIONES DE MAGMA PARENTAL Y DIFERENCIADO:

PADRE	PFs	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV101	1/9/2013	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323
HUO	LF76:	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
REV 105	1/4/201	46,210	886,628	1170,724	10,187	136,868	7,663	5,062	28,068	53,448	24,445	3,661	1,226	3,361	2,071	0,972	0,944	10,772	152,814	36,906	22,345	29,856

RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS MAYORES:

	Parent/Protolith (REV 101)	Anfibol	Ortopiroxeno	Óxidos	Plagioclasa	Daughter (REV 105-FL18)		
Coefficients	1,4141	-0,0567	-0,0608	-0,0240	-0,2638			
Mass Balance (%)	100,00%	-4,01%	-4,30%	-1,70%	-18,66%	71,34%	SSE	0,3803131
Recalculation at 100%		13,99%	15,00%	5,93%	65,08%		R.Square	0,9998721

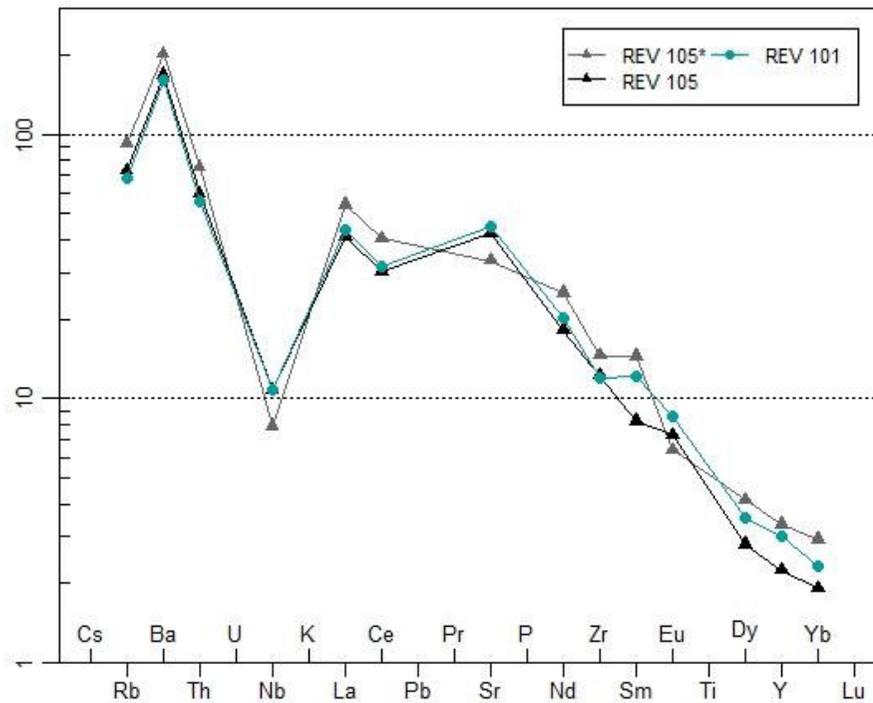
RESULTADOS MODELAMIENTO ELEMENTOS TRAZAS:

	fmi	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Sc	V	Cr	Co	Ni
cl1_FC	1,00	43,566	941,501	1121,300	13,743	134,600	7,664	4,718	29,750	56,455	27,215	5,416	1,444	3,859	2,598	0,902	1,144	14,032	165,780	51,030	24,279	38,323
cl2_FC	0,97	44,836	914,903	1146,250	13,879	137,113	7,438	4,857	30,398	57,758	27,812	5,506	1,403	3,934	2,638	0,917	1,170	13,807	166,241	34,595	22,976	36,516
cl3_FC	0,94	46,184	888,256	1172,567	14,021	139,754	7,211	5,005	31,081	59,134	28,441	5,601	1,362	4,013	2,681	0,932	1,198	13,578	166,718	23,168	21,705	34,742
cl4_FC	0,91	47,618	861,558	1200,371	14,169	142,534	6,985	5,162	31,802	60,588	29,106	5,700	1,321	4,096	2,725	0,948	1,227	13,346	167,212	15,315	20,467	33,000
cl5_FC	0,88	49,148	834,808	1229,800	14,324	145,465	6,759	5,330	32,565	62,129	29,809	5,805	1,280	4,184	2,772	0,965	1,258	13,110	167,724	9,985	19,261	31,292
cl6_FC	0,85	50,782	808,005	1261,009	14,486	148,561	6,532	5,509	33,374	63,765	30,554	5,915	1,239	4,277	2,821	0,983	1,291	12,871	168,255	6,413	18,089	29,617
cl7_FC	0,82	52,533	781,145	1294,176	14,655	151,838	6,305	5,702	34,232	65,505	31,346	6,032	1,198	4,375	2,873	1,002	1,326	12,627	168,807	4,055	16,949	27,977
cl8_FC	0,79	54,412	754,228	1329,501	14,834	155,314	6,078	5,908	35,147	67,360	32,189	6,155	1,157	4,479	2,928	1,022	1,363	12,380	169,382	2,520	15,843	26,371
cl9_FC	0,76	56,435	727,249	1367,214	15,021	159,009	5,851	6,130	36,122	69,342	33,089	6,286	1,115	4,590	2,986	1,043	1,403	12,128	169,981	1,537	14,770	24,801
cl10_FC	0,73	58,620	700,208	1407,583	15,218	162,945	5,624	6,371	37,166	71,466	34,052	6,424	1,074	4,708	3,047	1,066	1,445	11,871	170,607	0,920	13,731	23,267

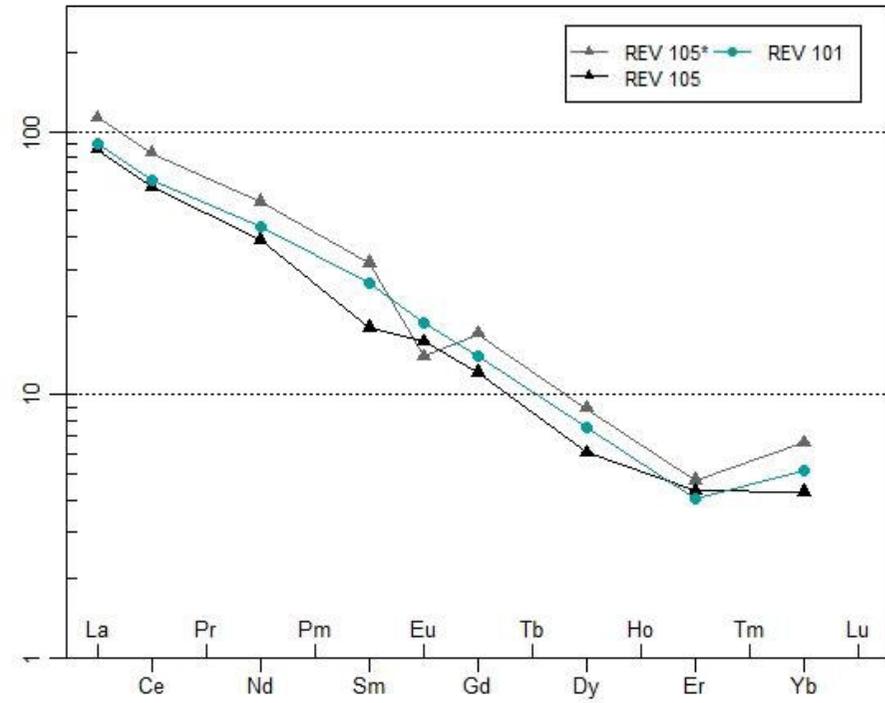
ANÁLISIS DE RESULTADOS:

- Diagramas normalizados

Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)



Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)



- Curva de Cristalización

