



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE UNIDADES VOLCÁNICAS DEL
CRETÁCICO SUPERIOR Y CENOZOICO, LOS ANDES, CHILE
CENTRAL (32°53'S): IMPLICANCIAS PARA LA EVOLUCIÓN ANDINA**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al

Título de Geólogo/a

CATALINA MONTSERRAT SALINAS DÍAZ

Profesor guía:

FRANCISCO JOSÉ FUENTES IZA

Miembros de la Comisión Evaluadora

DANIEL SELLÉS MATHIEU

MARCIA ALEJANDRA MUÑOZ GÓMEZ

SANTIAGO, CHILE

ENERO 2023

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE UNIDADES VOLCÁNICAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR Y CENOZOICO, LOS ANDES, CHILE CENTRAL (32°53'S): IMPLICANCIAS PARA LA EVOLUCIÓN ANDINA

RESUMEN

La estratigrafía de los Andes Centrales está caracterizada por un *hiatus* de aproximadamente 35 ma, desde el término de la depositación de la Formación Lo Valle en el Cretácico Superior tardío al inicio del volcanismo de la Formación Abanico en el Eoceno tardío. A los 32°53'S, a 5 km de la ciudad de Los Andes aflora una secuencia de rocas volcánicas silíceas denominada informalmente Unidad Pocuro, previamente asignadas a la Formación Lo Valle. Sin embargo, nuevos estudios estratigráficos y estructurales han propuesto asignar estas rocas al Cenozoico, posiblemente dentro del vacío estratigráfico. El presente estudio pretende comprender, caracterizar y comparar a la Unidad Pocuro con otras unidades comprendidas entre los períodos del Cretácico Superior tardío y el Eoceno, con el fin de aportar nuevos antecedentes a la evolución magmática y tectónica de Chile central.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo muestran que la Unidad Pocuro está formada por depósitos volcánicos esencialmente ácidos como lavas dacíticas y riolíticas y un bajo porcentaje de lavas basálticas reflejando un carácter bimodal. Los patrones geoquímicos reflejan un enriquecimiento de tierras raras y de *HFSE* respecto a las rocas de la Formación Lo Valle. La geoquímica analizada evidencia características típicas de magmas de arco y señala que la Unidad Pocuro se habría generado por bajas tasas de fusión parcial de un manto lherzolítico de espinela, que posteriormente sufrió procesos de cristalización fraccionada y contaminación cortical.

La comparación geoquímica de la Unidad Pocuro con rocas del Cretácico Superior como la Formación Lo Valle y del Eoceno medio como Los Estratos del Cordón de los Ratones muestra que estas unidades comparten rasgos petrográficos y geoquímicos. Entre las similitudes se observa una bimodalidad composicional, patrones subparalelos y relativamente planos de tierras raras, leve variación de la razón de La/Yb y bajas tasas de fusión parcial. Para estos períodos diferentes ambientes tectónicos han sido propuestos. Sin embargo, la neutralidad tectónica producida por un menor acople en las placas tectónicas explicaría la leve a nula variación en las razones de La/Yb y el *hiatus* estratigráfico estudiado en esta investigación.

Si bien no es posible asignar una edad concreta a la Unidad Pocuro debido a la falta de dataciones radiométricas, no se descarta la correlación propuesta con rocas de edades cenozoicas y se mantendría el *hiatus* en el registro estratigráfico.

SOLO USO ACADÉMICO

*"life's a climb... but the view is
great"*

-Miley Cyrus

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer a mi familia por darme las herramientas necesarias para estudiar esta carrera y por apoyar el sueño de la niña que le gustaba coleccionar rocas y jugar con tierra. Esto es en gran parte mérito de ustedes.

Agradecer a Francisco Fuentes por el tema de investigación ofrecido y por los días de terreno realizados. También quiero expresar mi profundo agradecimiento a Javier Reyes, quien fue un constante apoyo, aporte y guía, por las innumerables reuniones y gestiones realizadas para que este trabajo concluyera con éxito. Finalmente, agradecer a los miembros de la comisión, Daniel Sellés por su excelente disposición, darse el tiempo de responder cada pregunta que tuviera y por aportarme con su experiencia y conocimiento y a Marcia Muñoz, quién se unió casi como un salvavidas al final de este proyecto y que aportó mucha sabiduría y maestría.

Quisiera agradecer también a mis grandes amigos de universidad, Nico, Plummer y Sofi, con quienes pasé la mayor cantidad de tiempo durante mi paso por la U, por esas tardes y casi noches en la U estudiando o haciendo trabajos y también por las tantas noches de carretes y apañes. DK debería darnos una chela por cada una de las veces que entramos por esa puerta. Agradecer también a la Javi, Danicienta, Cata, Jesu y Nicolito por las infinitas risas y copetes que mi cuerpo aún resiente, un terreno sin ustedes no es terreno. A mis amigas del colegio, Sonias, por mantener viva nuestra amistad por más de 10 años y por alimentar esas ganas de superación, nos debemos el tatuaje!!

Reiterar el agradecimiento a mi familia que tuvo que soportar mis constantes quejas, malhumor y malos ratos, y que a pesar de todo, siempre tuvieron un palabra de apoyo y una constante preocupación. Infinitas gracias a mi compañera de vida, Isidora, quién estuvo a mi lado en todo este proceso y alimentó cada uno de mis antojos cada vez que caía en mis estados maniacos por terminar esta tesis, esto también es para ti.

Finalmente, quisiera agradecerme a mí ¿por qué no? y es que ante todo pronóstico, pandemias, hackeos mundiales, inundaciones, restauraciones y un sinfín de sucesos pude concretar este proyecto que se veía tan lejano. Y como diría Miley Stewart, la vida es cuesta arriba, pero la vista es genial !!!

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1.	Formulación del problema	1
1.2.	Hipótesis.....	3
1.3.	Objetivos	3
1.3.1.	Objetivo general	3
1.3.2.	Objetivos específicos.....	3
1.4.	Metodología.....	3
1.4.1.	Metodología para objetivo específico I.....	3
1.4.2.	Metodología para objetivo específico II.....	4
1.4.3.	Metodología para objetivo específico III.....	4
1.4.4.	Etapa pre - terreno	4
1.4.5.	Etapa terreno.....	4
1.4.6.	Etapa post – terreno	4
1.5.	Área de estudio y vías de acceso	5
2	MARCO TECTÓNICO.....	7
2.1.	Aspectos generales de la zona.....	7
2.2.	Contexto geotectónico	8
3	GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	11
3.1	Aspectos generales	11
3.2	Rocas estratificadas	11
3.2.1	Formación Las Chilcas (Thomas, 1958)	12
3.2.2	Formación Lo Valle (Thomas, 1958).....	12
3.2.3	Unidad Pocuro (Machuca, 2017)	13
3.2.4	Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés & Gana, 2001).....	14
3.2.5	Formación Abanico (Aguirre, 1960)	15
3.2.6	Formación Farellones (Klohn, 1960).....	16
3.3	Rocas intrusivas	16
3.3.1	Intrusivos del Cretácico Superior - Paleógeno	16
3.3.2	Intrusivos hipabisales y cuellos volcánicos basálticos (Oligoceno – Mioceno) 17	
3.3.3	Intrusivos riódacíticos (Mioceno)	17
3.4	Estructuras	17
3.4.1	Zona de Falla Pocuro	18
3.4.2	Falla Infiernillo	19
3.5	Ciclo Andino en la región de estudio.....	19

4	GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA LOCAL	22
4.1.	Introducción	22
4.2.	Estratigrafía	22
4.2.1.	Aspectos generales	22
4.2.2.	Sector Auco - Cerro La Monja	23
4.2.3.	Cuesta Chacabuco – Los Ranchillos	25
4.2.4.	Sector Cerro Lo Aguirre – Pocuro.....	27
4.2.5.	Sector Cerro El Castillo – Tres Negros	29
4.3.	Petrografía.....	32
4.3.1.	Aspectos generales	32
4.3.2.	Alteración	32
4.3.3.	Formación Lo Valle.....	33
4.3.3.1.	Lavas	34
4.3.3.2.	Rocas piroclásticas	36
4.3.4	Unidad Pocuro.....	37
4.3.4.1.	Lavas	38
4.3.4.2	Rocas piroclásticas	40
4.3.5	Intrusivos Hipabisales.....	44
5	GEOQUÍMICA.....	48
5.1	Generalidades	48
5.2	Elementos Mayores.....	49
5.3	Elementos Traza	52
5.3.1	Elementos Compatibles.....	52
5.3.2	Elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements)	53
5.3.3	Elementos HFSE (High Field Strength Elements).....	54
5.3.4	Tierras Raras (<i>REE</i> ; Rare Earth Elements)	55
5.3.5	Diagramas Multielementos	59
6	DISCUSIÓN.....	62
6.1	Características generales	62
6.2	Petrogénesis.....	63
6.2.1	Consideraciones petrogenéticas.....	63
6.2.2	Fuente del manto.....	64
6.2.3	Fusión Parcial.....	65
6.2.4	Cristalización fraccionada.....	68
6.2.5	Contaminación cortical	71
6.3	Comparación de rasgos geoquímicos.....	71

6.3.1	Formación Lo Valle.....	72
6.3.2	Unidad Pocuro.....	74
6.3.3	Intrusivos hipabisales	79
6.4	Consideraciones tectónicas	81
6.5	Modelo de evolución paleográfica.....	84
6.5.1	Cretácico Superior Temprano.....	84
6.5.2	Cretácico Superior Tardío – Eoceno Medio	84
6.5.3	Eoceno Superior – Oligoceno	85
6.5.4	Mioceno - presente.....	86
7	CONCLUSIONES	87
	BIBLIOGRAFÍA.....	88
	ANEXO A: Metodología técnica analítica	A
	ANEXO B: Ubicación de muestras y puntos de control	B
	ANEXO C: Descripción petrográfica muestra de mano	C
	ANEXO D: Descripciones petrográficas en microscopio óptico.....	D
	ANEXO E: Análisis geoquímico de roca total.....	E

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Geología del área de estudio sector Las Bandurrias – Estero Pocuro. Ksa (rosado): Formación Lo Valle, EOlp (c; marrón): Unidad Pocuro. Extraído de Machuca (2017).	2
Figura 1.2 Puntos de control y sectores visitados en terreno.	5
Figura 1.3 Ubicación y vías de acceso en modelo de elevación digital. En rectángulo rojo se destaca el área de estudio.	6
Figura 2.1 Principales unidades morfológicas de Chile central. Se destaca la zona de transición entre las latitudes 33°S – 34°S (basado en Giambiagi <i>et al.</i> , 2003) y se representan las profundidades de la zona de Wadati-Benioff en km. Como referencia se señala la ciudad de Los Andes.	7
Figura 2.2 a) Variación de velocidades y ángulo de convergencia de la placa oceánica y placa continental según Pardo-Casas & Molnar (1987) en azul; Somoza (1998) en negro y Müller <i>et al.</i> (2016) en rojo. b) Reconstrucción de la cinemática de 2 puntos de la placa de Nazca para el Cenozoico (Pardo-Casas & Molnar, 1987). c) Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta la actualidad para el margen occidental de Sudamérica (Zonenshayn <i>et al.</i> , 1984). Extraído de Mardones (2019).	9
Figura 2.3 Subdivisión de las etapas del Ciclo Andino, desde finales del Jurásico temprano hasta el presente: primera etapa desde finales del Jurásico temprano hasta finales del Cretácico temprano (~90 Ma); segunda etapa desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno medio (~55 Ma) y tercera etapa desde el Paleógeno hasta el presente (~45 Ma). Extraído y modificado de Charrier <i>et al.</i> (2007).	10
Figura 3.1 Mapa geológico simplificado. Compilación a partir de Rivano (1993); Thomas (1958); SERNAGEOMIN (2003); Boyce (2015); Machuca (2017).	11
Figura 3.2 Principales estructuras entre las latitudes 32°S – 34°S. Extraído de Jara (2013) compilado de Rivano (1993); Ramos <i>et al.</i> (1996); Fock (2006); Farías (2007); Rauld (2011). ..	18
Figura 3.3 Resumen tectonoestratigráfico al sur de la región de estudio. Extraído y modificado de Muñoz-Gómez <i>et al.</i> (2019), compilado de Charrier <i>et al.</i> (2002, 2007) y Boyce (2015).	20
Figura 3.4 Reconstrucción paleográfica de la evolución del margen Andino a los 33° desde el Cretácico Superior hasta el presente. Extraído de Muñoz-Gómez <i>et al.</i> (2019).	21
Figura 4.1 Mapa de las unidades geológicas en las zonas de interés. En rectángulos se muestran los sectores estudiados.	22
Figura 4.2 Fotografías de litologías de las unidades del sector de Auco. a) Andesitas del estrato basal. b) Estrías de falla presentes en las andesitas del estrato basal. c) Afloramiento de los estratos medios del sector Auco. d) Bandeamiento de las riolitas de los estratos superiores. e) Imagen extraída de Google Earth donde se observan los 5 estratos descritos.	24

Figura 4.3 Fotografías de litologías de las unidades del sector Cuesta de Chacabuco. a) Afloramientos de andesitas. b) Afloramiento de tobas de lapilli, tobas cristalinas y tobas pumíceas, zona de alteración potásica. c) Vista al sur desde la Cuesta de Chacabuco, en rojo Falla Infiernillo.

26

Figura 4.4 Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación Lo Valle en los sectores de Auco – Cerro La Monja y Cuesta Chacabuco – Los Ranchillos. 27

Figura 4.5 Sectores visitados del Cerro Lo Aguirre y Pocuro. a) Imagen panorámica de los cerros Pocuro y Lo Aguirre. b) Manteos de la secuencia del Cerro Pocuro en tobas soldadas. 28

Figura 4.6 a) Vista panorámica de la Unidad Pocuro y el Intrusivo Tres Negros. b) Vista panorámica de los cerros visitados; El Castillo y Tres Negros. c) *Fiamme* en la secuencia basal del Cerro El Castillo. d) Brecha hidrotermal en la ladera oeste del Cerro Tres Negros. e) Planos de cizalle en el intrusivo Tres Negros. 30

Figura 4.7 Columnas estratigráficas esquemáticas de la Unidad Pocuro en los sectores del Cerro Lo Aguirre – Cerro Pocuro y Cerro El Castillo – Tres Negros. 31

Figura 4.8 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de olivinos fuertemente alterado por minerales opacos y óxidos de hierro y pseudomorfos de olivino reemplazados por Iddingsita de la muestra PSR-1 y PSR-5 respectivamente. 34

Figura 4.9 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de las lavas riolíticas y basálticas del sector de Auco y Chacabuco con textura glomeroporfírica de plagioclasas y piroxenos (Muestra PSR-1 y PSR-5) 35

Figura 4.10 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de las rocas piroclásticas de la Formación Lo Valle. Muestra PSR-9 (a-b) con bandeamiento de flujo con fenocristales de plagioclasa y clastos. Muestra PSR-10 (c-d) con pseudomorfos de minerales remplazados por arcillas y vidrio. 36

Figura 4.11 Microfotografías a nícoles paralelos. a) Toba de lapilli lítica cristalina (PSR-9) con bandeamiento de flujo, fenocristales de plagioclasa y minerales opacos. b) Toba eutaxítica pumícea dacítica (PSR-10) con un gran porcentaje de esquirlas en su masa fundamental y cristal de cuarzo con embahiamiento. 37

Figura 4.12 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de pseudomorfos de olivinos reemplazados por minerales opacos y alteración de arcillas y clorita – esmectita en la masa fundamental de las muestras PSR-18 y PSR-27. 38

Figura 4.13 Microfotografías a) nícoles paralelos b) a nícoles cruzados de los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno de la muestra PSR-28, c-d) y a clorita-esmectita en la muestra PSR-18. 39

Figura 4.14 Microfotografías a nícoles paralelos a-b) y cruzados c-d) de las texturas de flujo y eutaxíticas de las muestras PSR-17 y PSR-25. Se logran observar grandes *fiamme* cortadas por vetillas rellenas de cuarzo. 41

Figura 4.15 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados b-d) de las muestras CMS-02 y PSR-20. Se observan los distintos grados de integridad de las plagioclasas. 42

Figura 4.16 Microfotografías a nícoles a-c) y cruzados b-d) de la matriz y fragmentos líticos de las rocas CMS-05 y CMS-09. Se logran observar una gran presencia de esquirlas, vetillas y minerales opacos.....	43
Figura 4.17 Microfotografías a nícoles paralelos a) y cruzados b) de fenocristales de hornblenda y amígdalas rellenas de clorita, esmectita y ceolitas. Microfotografías a nícoles paralelos c) y cruzados d) de fenocristales de biotita y cristales de piroxenos insertos en la masa fundamental. 44	44
Figura 4.18 Microfotografías a nícoles paralelos a) y cruzados b) de dos familias de hornblenda, en tonos pardos y en tonalidades verdosas alterando a piroxenos. Microfotografías a nícoles paralelos c) y cruzados d) de cristales de fenocristales de piroxenos hornblenditizados.....	45
Figura 4.19 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados b-d) de fenocristales de biotita con textura de reacción con minerales opacos y cuarzo de las muestras PSR-21 y CMS-06. Se identifican cristales de Px: Piroxeno y Msv: Muscovita en la masa fundamental de estas muestras. 46	46
Figura 4.20 Microfotografías a nícoles paralelos a) y cruzados b) de fenocristales de piroxenos zonados y hornblendas. Microfotografías a nícoles paralelos c) y cruzados d) fenocristales de plagioclasas y de clinopiroxenos insertos en la masa fundamental.....	47
Figura 5.1 Gráfico LOI vs SiO ₂ de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).....	48
Figura 5.2 Diagrama TAS (Le Bas <i>et al.</i> , 1986) para rocas ígneas extrusivas. La línea segmentada roja indica el límite entre los campos de la serie alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). LV: Formación Lo Valle, PC: Unidad Pocuro, IHP: Intrusivos Hipabisales.	49
Figura 5.3 a) Diagrama de clasificación AFM con los límites calcoalcalino y toleítico de Irvine & Baragar (1971) de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP) A: Na ₂ O+K ₂ O; F: Fe ₂ O ₃ ; M: MgO. B) Diagrama de clasificación K ₂ O vs SiO ₂ (Perccerillo & Taylor, 1976) para muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).....	50
Figura 5.4 Diagramas de variación de elementos mayores respecto a SiO ₂ para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).	51
Figura 5.5 Diagramas de variación de elementos compatibles respecto a SiO ₂ para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).....	53
Figura 5.6 Diagramas de variación de elementos <i>LILE</i> (Ba, Rb y Sr) respecto a SiO ₂ para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) y rocas subvolcánicas (IHP).....	54
Figura 5.7 Diagramas de variación de elementos <i>HFSE</i> (Y, Ta, Nb, Zr, Hf, Th) respecto a SiO ₂ para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) y rocas subvolcánicas (IHP). 55	55
Figura 5.8 Diagrama de <i>REE</i> normalizado al condrito de Nakamura (1974) para la totalidad de las muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos hipabisales (IHP)...	56

Figura 5.9 Diagrama de razones de La/Sm, La/Yb y Sm/Yb para las muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos hipabisales (IHP).	57
Figura 5.10 Diagrama de <i>REE</i> normalizado al condrito de Nakamura (1974) para el grupo 1 compuesto por basaltos y andesitas basálticas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos hipabisales (IHP). En rectángulo superior se muestra el porcentaje de SiO ₂ y en el inferior el de MgO.....	57
Figura 5.11 Diagrama de <i>REE</i> normalizado al condrito de Nakamura (1974) para el grupo 2 compuesto por dacitas y riolitas de la Formación Lo Valle (LV) y Unidad Pocuro (PC). En las casillas se muestra el porcentaje de SiO ₂ de cada muestra.....	58
Figura 5.12 Diagrama multielemento normalizado MORB (Pearce, 1983) de todas las muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos hipabisales (IHP).	59
Figura 5.13 Diagrama multielemento normalizado MORB (Pearce, 1983) de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP) para las muestras básicas (grupo 1). 60	
Figura 5.14 Diagrama multielemento normalizado MORB (Pearce, 1983) de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP) para las muestras ácidas (grupo 2). . 61	
Figura 6.1 Diagrama de <i>REE</i> para la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro que descarta el proceso de cristalización fraccionada. En línea segmentada verde: basalto de la Formación Lo Valle con 49,71% de SiO ₂ ; línea continua verde: riolita de la Formación Lo Valle con 67,51% de SiO ₂ ; línea segmentada negra: basalto de la Unidad Pocuro con 49,37% de SiO ₂	64
Figura 6.2 Modelo de fusión parcial de <i>REE</i> normalizado al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) para las muestras de la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro. Las composiciones ilustradas corresponden a los fundidos generados por distintos grados de fusión parcial de una lherzolita de espinela del manto primitivo.....	67
Figura 6.3 Modelos de cristalización fraccionada según ley de Rayleigh para <i>REE</i> de las muestras de la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro. En paréntesis se muestran los porcentajes de SiO ₂ . En líneas segmentadas la composición inicial de los basaltos de cada unidad, en línea continua las composiciones ácidas de cada unidad y en las líneas segmentadas con puntos el porcentaje de cristalización fraccionada.	70
Figura 6.4 Principales formaciones y unidades expuestas desde los 31° hasta los 33°. Se describen los regímenes y eventos tectónicos más importantes.....	71
Figura 6.5 Patrones de <i>REE</i> normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de la Formación Lo Valle de este trabajo (líneas continuas verdes) y las reportadas por Fuentes (2004; área verde).....	72
Figura 6.6 Patrones de <i>REE</i> normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de la Formación Lo Valle (áreas y líneas verdes) y las reportadas por Bergoeing (2016) para los Estratos de Almendrilla (EAL; línea naranja).	73
Figura 6.7 Patrones de <i>REE</i> normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de la Formación Abanico (área amarilla) y para la Formación Farellones (área morada), Formación Lo Valle (área verde). En líneas negras continuas las muestras de las Unidad Pocuro.	

Figura 6.8 Patrones de <i>REE</i> normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (ECLR). En líneas negras continuas las muestras de la Unidad Pocuro.	76
Figura 6.9 Diagramas <i>LILE/LREE</i> con valores reportados para muestras de la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro, Estratos del Cordón de los Ratones, Formación Abanico y para la Formación Farellones. Cada unidad presenta la línea de tendencia indicada para el grupo de muestras. .	77
Figura 6.10 Diagrama Harker de las razones La/Sm, Sm/Yb y La/Yb para muestras de la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro, Estratos del Cordón de los Ratones, Formación Abanico y para la Formación Farellones.	77
Figura 6.11 Diagrama <i>boxplot</i> con razones La/Yb para muestras de todo el espectro composicional de SiO ₂ de la Formación Las Chilcas (LC), Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC), Estratos del Cordón de los Ratones (ECLR), Formación Abanico (ABA) y para la Formación Farellones (LMFAR, UFAR). Los círculos representan los valores promedio para cada grupo. Se incluye los datos de la Zona Volcánica Sur (SVZ) para la comparación agrupados por segmento norte (NSVZ), transicional (TSVZ) y sur (SSVZ). Extraída y modificada de Muñoz-Gómez <i>et al.</i> (2019).	79
Figura 6.12 Patrones de <i>REE</i> normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de los Intrusivos tipo Manquehue (área roja) y Formación Farellones para muestras básicas menores a 58% de SiO ₂ (área morada). En líneas negras continuas las muestras de los Intrusivos Hipabisales (IHP).....	80
Figura 6.13 Secciones transversales esquemáticas de los modelos propuestos de acoplamiento y genesis de las cuencas a lo largo del margen andino. Flechas grandes indican el régimen de tensión inferido. A: Margen acoplado con acortamiento de la placa superior. B: Margen neutro sin deformación de la placa superior. C: Margen desacoplado con extensión de la placa superior. Extraído de Horton & Fuentes (2016).	83
Figura 6.14 Perfil esquemático de la evolución paleográfica y tectónica a los 32°53'S. En el lado derecho se presentan las razones de La/Yb en un gráfico de cajas y bigotes para cada formación.	

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Días de terrenos y sectores estudiados.	5
Tabla 4.1 Principales minerales de alteración de cada muestras junto a sus grados de alteración. Las abreviaciones utilizadas son: Arc: Arcillas, Bw: Bowlingita, Cal: Calcita, Ceo: Ceolitas, Chl: Clorita, Ep: Epidota, Esm: Esmectita, FeOx: Óxidos de hierro, Idg: Iddingsita, Ol: Olivino Plg: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Pum: Pumpellyta, Qz: Cuarzo, Ser: Sericita. AM: Amígdalas, MF: Masa Fundamental, VT: Vetillas, MT: Matriz, CT: Clastos, R: Riolita, B: Basalto, D: Dacita, AB: Andesita Basáltica, A: Andesita.	33
Tabla 6.1 Composición del manto primitivo obtenida de Sun & McDonough (1989) y coeficientes de partición (Kd) de minerales utilizados en el modelo de fusión parcial obtenidos de McKenzie & O’Nions (1995).....	66
Tabla 6.2 Parámetros de roca utilizados en el modelo de fusión parcial.	66
Tabla 6.3 Coeficientes de partición utilizados para los modelos de cristalización fraccionada. .	70

1 INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del problema

En Chile central existe un potente registro de unidades estratificadas mesozoicas y cenozoicas, conformado por formaciones como Las Chilcas, Lo Valle, Abanico y Farellones. El estudio geoquímico y petrográfico de estas rocas permite caracterizar el magmatismo de estos períodos y diferenciar distintos eventos tectónicos. Sin embargo, el registro estratigráfico es incompleto entre el Mesozoico y el Cenozoico, con un *hiatus* de 35 ma (Gana & Wall, 1997; Fock, 2005) entre las formaciones Lo Valle y Abanico, dejando inconclusa la transición entre ambos períodos (Maastrichtiano – Eoceno medio; Drake et al., 1982; Rivano, 1996; Gana & Wall, 1997).

Hasta la fecha, los trabajos enfocados en comprender la evolución entre estos períodos son escasos, sin embargo, en los últimos años, estudios geoquímicos, petrográficos y estructurales de diferentes autores, han logrado identificar algunas unidades entre el Cretácico Superior (Maastrichtiano) y el Eoceno medio, como los trabajos de Bergoeing (2016), Fuentes (2017), Machuca (2017), Muñoz *et al.* (2017, 2018) y Muñoz-Gómez *et al.* (2019) lo que ha permitido aportar nuevos antecedentes a la evolución magmática de la época y relacionarla con diferentes ambientes tectónicos.

La zona de estudio del presente trabajo, perteneciente al sector de Las Bandurrias y el Estero Pocuro, en las cercanías de la ciudad de Los Andes (32°53'S), resulta relevante para entender el magmatismo que se desarrolló entre estos períodos, siendo posible identificar tanto la Formación Lo Valle como la Formación Abanico, además de unidades redefinidas, que podrían representar al *gap* entre estas formaciones. Entre ellas destaca la Unidad Pocuro (Figura 1.1), descrita informalmente por Machuca (2017) mediante un estudio estratigráfico y estructural, que correspondería a una unidad de edad cenozoica diferente a las ya conocidas formaciones Lo Valle y Abanico. Esto en base a diferencias litológicas y a similitudes composicionales con unidades eocenas al sur de la zona de estudio.

La Unidad Pocuro resulta controversial para lo identificado en el Sector de Las Bandurrias – Estero Pocuro, ya que incorpora estratos que previamente habían sido descritos como parte de la Formación Lo Valle (Rivano, 1993; Fuentes, 2004). Sin embargo, debido a que la unidad incluye casi en su totalidad productos volcánicos félsicos y una cercanía notable a la Falla Infiernillo, Machuca (2017) propone que la Unidad Pocuro se correlacionaría con otra unidad volcánica y sedimentaria expuesta en el sector de Pirque en la región Metropolitana, denominada Estratos

del Cordón de los Ratones (ECLR) por Sellés y Gana (2001) e interpretada como los primeros depósitos de la cuenca de Abanico en su borde occidental que representarían el arco volcánico del Eoceno medio (Muñoz-Gómez *et al.*, 2019).

La importancia de identificar nuevas unidades correlacionables con los ECLR dentro del *gap* magmático antes descrito permite extender un evento magmático pobremente documentado en localidades aisladas, lo que podría configurar un evento de carácter regional de magmatismo Eoceno, como describen Muñoz-Gómez *et al.* (2019). Esta correlación además, contribuirá a la inferencia del ambiente tectónico comprendido entre los períodos del *gap* magmático, en los cuales se han sugerido propuestas contradictorias como ambientes compresivos (Tapia, 2015), extensionales (Tapia *et al.*, 2015; Persico, 2016), y en los últimos años, de neutralidad tectónica (Horton & Fuentes, 2016; Muñoz-Gómez *et al.*, 2019).

Este trabajo busca entender la petrografía y geoquímica de la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro en los alrededores de Los Andes mediante una comparación de las características del magmatismo de cada unidad. Los resultados de esta memoria permitirán profundizar y aportar nuevos antecedentes sobre el escenario geotectónico ocurrido entre la transición de las unidades mesozoicas a cenozoicas, contribuyendo a un modelo regional para la evolución y caracterización geodinámica del margen andino en Chile central.

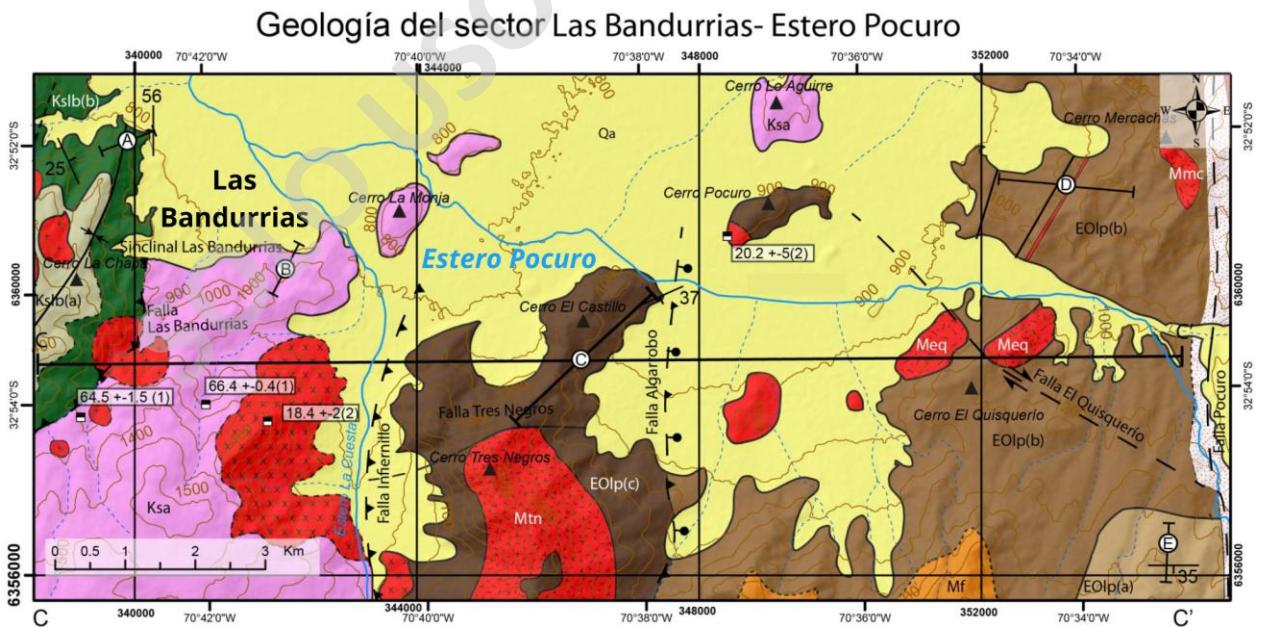


Figura 1.1 Geología del área de estudio sector Las Bandurrias – Estero Pocuro. Ksa (rosado): Formación Lo Valle, EOl(c; marrón): Unidad Pocuro. Extraído de Machuca (2017).

1.2. Hipótesis

Los antecedentes discutidos permiten hipotetizar que la Unidad Pocuro propuesta en el sector de Las Bandurrias – Estero Pocuro, Los Andes (32°53'S), representaría a las rocas pertenecientes al *gap* magmático y serían correlacionables con el escenario evolutivo de unidades eocenas como los Estratos del Cordón de los Ratones, según sugiere su ubicación geográfica, litológica y geoquímica.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Determinar la petrogénesis de unidades volcánicas de la Formación Lo Valle y de la Unidad Pocuro expuestas en el sector Las Bandurrias – Estero Pocuro, ciudad de Los Andes (32°53'S), mediante análisis geoquímicos y petrográficos, para inferir la evolución geotectónica de la zona entre el mesozoico y el cenozoico.

1.3.2. Objetivos específicos

- **OE I:** Caracterizar la petrografía a macro y microescala de las unidades meso y cenozoicas, determinando en detalle la paragénesis ígnea y secuencias de cristalización.
- **OE II:** Comprender la geoquímica de las unidades expuestas en el área de estudio.
- **OE III:** Interpretar el ambiente geotectónico que enmarca la formación de la Unidad Pocuro y relacionarla con unidades geocronológicamente razonables.

1.4. Metodología

1.4.1. Metodología para objetivo específico I

- Recolección de información geológica, descripción de afloramientos en terreno y de muestras de mano de las litologías pertenecientes a la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro (terreno y gabinete).
- Selección de 18 muestras de mano para la realización de cortes transparentes.
- Descripción petrográfica de los cortes transparentes mediante microscopía óptica de luz transmitida en los laboratorios de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor.

1.4.2. Metodología para objetivo específico II

- Selección de 10 muestras para análisis geoquímico a través del estudio de cortes transparentes del OE I.
- Preparación de muestras de los fragmentos con menor evidencia de alteración para su envío a los Laboratorios Acme en la sucursal de Vancouver, Canadá (Anexo A).
- Análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza.
 - ICP-OES (elementos mayores y menores).
 - ICP-MS (elementos traza).
- Análisis y procesamiento de datos geoquímicos con el Software GCD Kit y Excel.
- Caracterización geoquímica de la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro.

1.4.3. Metodología para objetivo específico III

- Caracterización geoquímica y petrográfica de unidades mesozoicas - cenozoicas al norte y sur del área de estudio.
- Comparación de análisis geoquímicos y petrográficos de las muestras aquí estudiadas con las unidades mesozoicas – cenozoicas al norte y sur del área de estudio.
- Inferencia de modelo geotectónico de la zona de estudio.

1.4.4. Etapa pre - terreno

El trabajo de gabinete previo al terreno consistió en la contextualización del área de estudio a través de la revisión y recopilación de trabajos previos, imágenes satelitales y mapas geológicos, realizando una base de datos mediante el software de sistema de información geográfica ArcGIS.

1.4.5. Etapa terreno

El trabajo en terreno se realizó los días 14 y 15 de julio, 30 de septiembre y 1 de octubre del 2021. Consistió en terrenos por el día, en donde el trabajo principal se centró en la recolección de muestras representativas de cada sector a estudiar y la disposición en terreno de estas rocas. Los días de trabajo se repartieron por sector como se muestran en la Figura 1.2.

1.4.6. Etapa post – terreno

El trabajo de gabinete posterior a los distintos días de terreno consistió en la descripción petrográfica de 18 muestras en láminas delgadas y 38 muestras de mano, la confección de columnas estratigráficas y el envío de muestras para su análisis químico de elementos mayores, menores y traza de 10 muestras para posteriormente procesar e integrar la información obtenida.

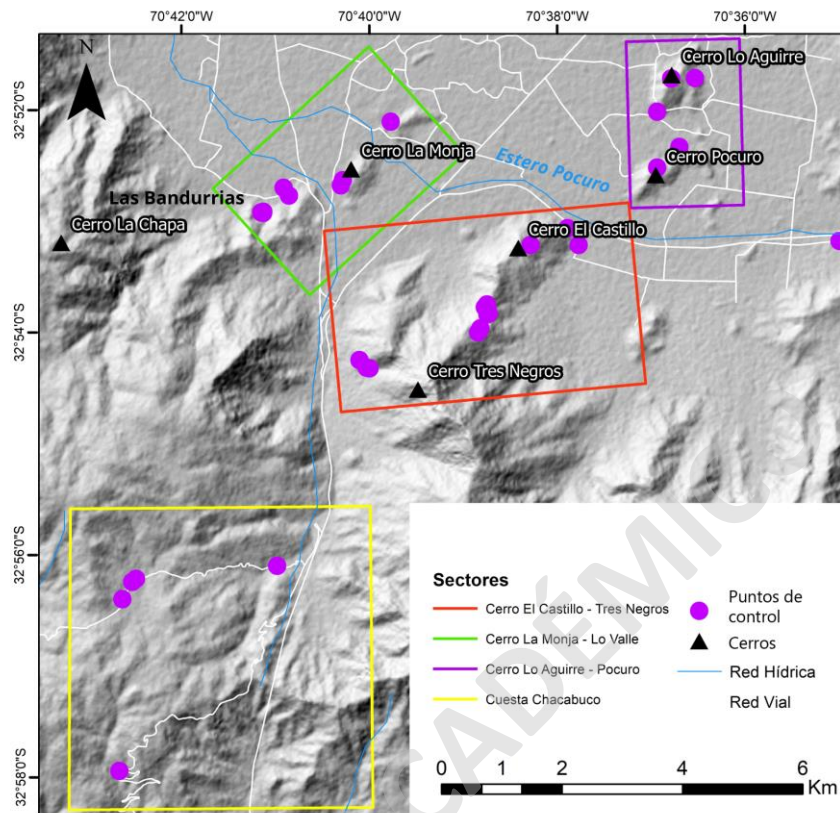


Figura 1.2 Puntos de control y sectores visitados en terreno.

Tabla 1.1 Días de terrenos y sectores estudiados.

Terreno 1	Sector Auco - Cerro La Monja
Terreno 2	Sector Cerro Tres Negros – Cerro Castillo
Terreno 3	Sector Cuesta Chacabuco – Los Ranchillos
Terreno 4	Sector Cerro Lo Aguirre - Cerro Pocuro

1.5. Área de estudio y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la región de Valparaíso a 5 km al sur de la ciudad de Los Andes, en el límite del cordón transversal de Chacabuco, correspondiente al área entre las localidades de Las Bandurrias y el Estero Pocuro. Esta zona se caracteriza por presentar un terreno montañoso, alcanzando alturas de 2.300 m.s.n.m. Dentro del sector se encuentran los cerros El Castillo, Lo Aguirre, Pocuro, Tres Negros y La Monja (Figura 1.3). Las vías de acceso desde Santiago son a través de la Autopista Los Libertadores hasta la cuesta Chacabuco, se debe ingresar desde la ruta 57 al *bypass* en dirección al oriente hasta el estero Pocuro.

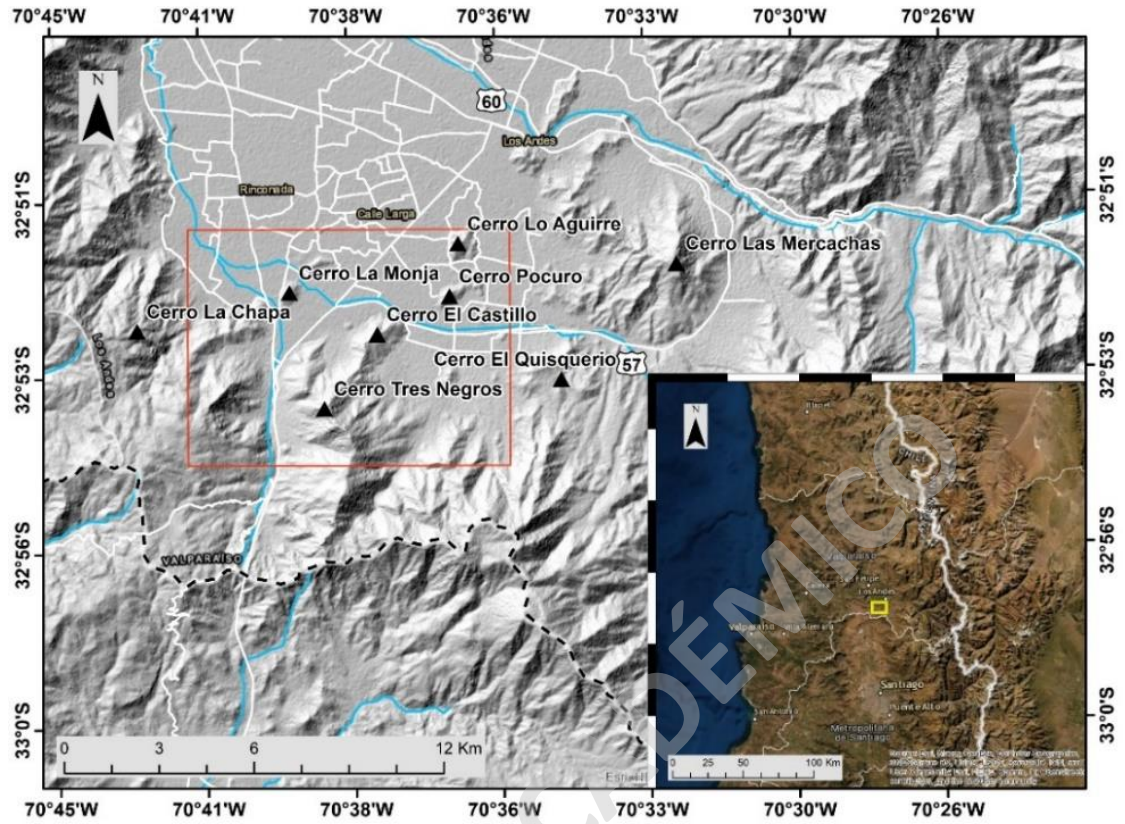


Figura 1.3 Ubicación y vías de acceso en modelo de elevación digital. En rectángulo rojo se destaca el área de estudio.

2 MARCO TECTÓNICO

2.1. Aspectos generales de la zona

El área de estudio se encuentra inserta en el continente Sudamericano en el margen de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana. La zona de estudio se desarrolla en la transición entre los segmentos *flat-slab*, caracterizada por un ángulo de subducción bajo, que se desarrolla entre los 27° y 33°S, y el segmento sur de subducción normal. A esta latitud se encuentran los rasgos morfoestructurales característicos de Chile central, con orientaciones preferenciales norte-sur. De oeste a este se encuentran la Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y Cordillera Frontal (Figura 2.1).

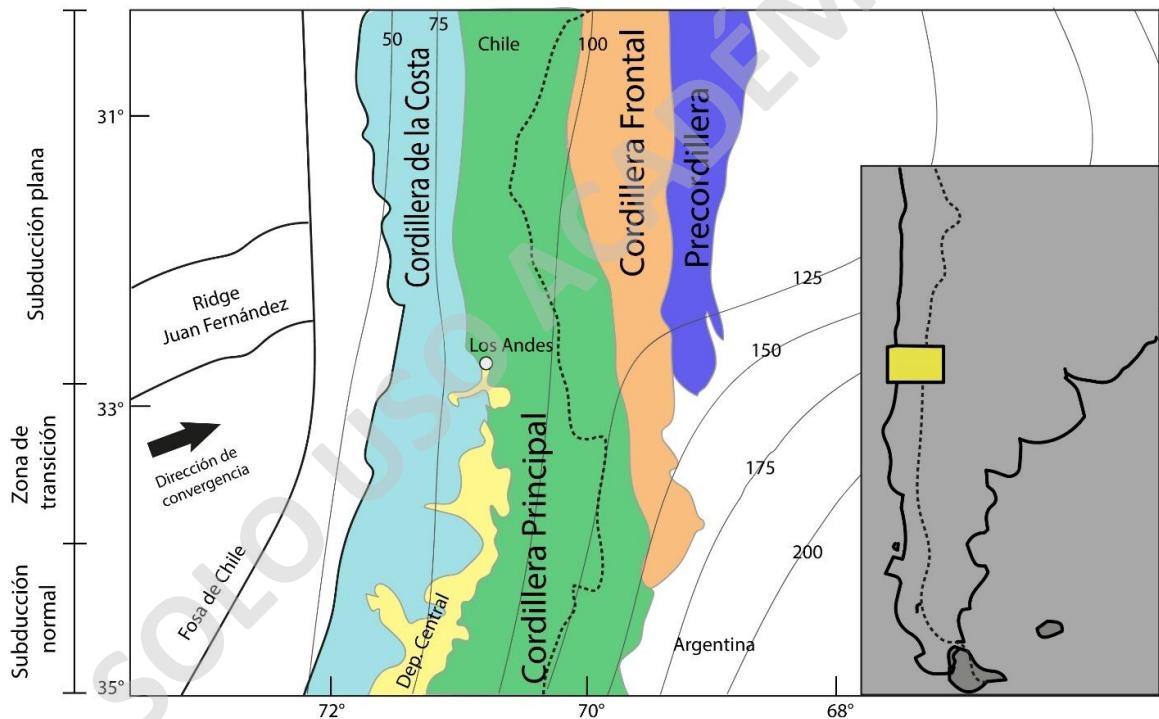


Figura 2.1 Principales unidades morfológicas de Chile central. Se destaca la zona de transición entre las latitudes 33°S – 34°S (basado en Giambiagi *et al.*, 2003) y se representan las profundidades de la zona de Wadati-Benioff en km. Como referencia se señala la ciudad de Los Andes.

La Cordillera de la Costa presenta alturas de hasta 2.000 m.s.n.m y se puede subdividir en dos flancos: un sector occidental compuesto por complejos metamórficos y rocas intrusivas del Paleozoico (Rivano & Sepúlveda, 1991; Willner *et al.*, 2005), cubiertos en discordancia por secuencias sedimentarias y volcánicas del Triásico Superior al Cretácico que se encuentran intruidas por cuerpos plutónicos del Jurásico al Cretácico Superior con edades progresivamente

más jóvenes hacia el este (Rivano & Sepúlveda, 1991; Mpodozis *et al.*, 2009). El sector oriental está compuesto por grandes volúmenes de secuencias estratificadas del Jurásico Superior al Cretácico Superior que presentan un manteo preferencial al este, intruídas por cuerpos plutónicos de edad similar (Thomas, 1958; Rivano *et al.*, 1993; Wall *et al.*, 1999).

La Depresión Central corresponde a un bajo topográfico que separa los dominios cordilleranos costeros y andinos desde los 33°S hasta los 40°S. Está compuesta por una cobertura de ignimbritas y de depósitos sedimentarios cuaternarios con un espesor máximo de 500 m (Araneda *et al.*, 2000). Su basamento corresponde principalmente a rocas mesozoicas por el occidente y cenozoicas por el oriente (Farías *et al.*, 2010). A lo largo de este rasgo fisiográfico se reconocen algunos cerros-islas cuyas alturas no sobrepasan los 1.000 m sobre el relleno (Sellés & Gana, 2001). Al norte de los 33°S este rasgo desaparece y solo se logra reconocer grandes cordones montañosos con valles transversales que bajan de este a oeste.

La Cordillera Principal está conformada por diferentes unidades estratificadas mesozoicas y cenozoicas que se encuentran intruídas por cuerpos intrusivos de edad cenozoica (Mpodozis *et al.*, 2009). En el flanco occidental de este rasgo afloran unidades volcánicas cenozoicas correspondientes a las formaciones Abanico (Eoceno medio – Mioceno inferior) y Farellones (Mioceno). La franja oriental con unidades sedimentarias de edades mesozoicas se encuentra cubierta por depósitos volcánicos del Cenozoico y afectadas por una intensa deformación compresiva, constituyendo las fajas plegadas y corridas más reconocidas en esta latitud (Farías *et al.*, 2008).

La Cordillera Frontal está compuesta principalmente por un basamento ígneo y metamórfico del Paleozoico superior – Triásico, además de secuencias volcánicas y sedimentarias asociadas al extenso magmatismo del Grupo Choiyoi (Mpodozis & Kay, 1990; Sato & Llambías, 1993).

2.2. Contexto geotectónico

La evolución de la configuración magmática y orogénica del margen sudamericano chileno ha sido dividida en tres grandes ciclos; i) Gondwánico (Carbonífero temprano – Pérmico temprano; Vilas & Valencio, 1978), relacionado a la construcción del margen occidental mediante la acreción de terrenos alóctonos (Ramos & Folguera, 2009), ii) Pre-Andino (Pérmico tardío – Jurásico temprano; Mpodozis & Ramos, 1989) marcado por el desmembramiento de Gondwana, y iii) Andino (Jurásico temprano – presente; Oliveros *et al.*, 2018), caracterizado por el desarrollo de la subducción moderna (Coira *et al.*, 1982; Mpodozis & Ramos, 1989; Charrier *et al.*, 2007).

La subducción continua e ininterrumpida desde el primer ciclo (Oliveros *et al.*, 2018) ha estado acompañada por diferentes períodos extensionales y compresivos los que se han inferido gatillados por variables como la velocidad de convergencia o la oblicuidad de las placas (Figura 2.2; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza & Ghidella, 2005).

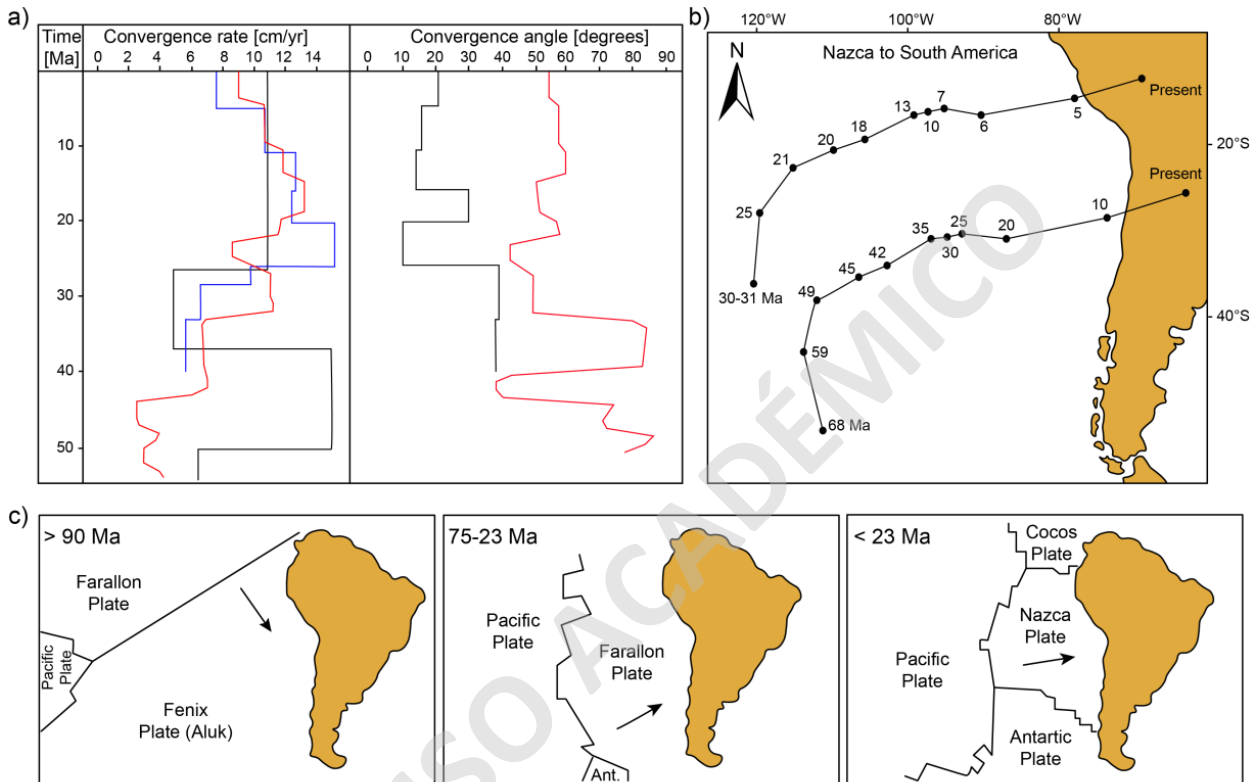


Figura 2.2 a) Variación de velocidades y ángulo de convergencia de la placa oceánica y placa continental según Pardo-Casas & Molnar (1987) en azul; Somoza (1998) en negro y Müller *et al.* (2016) en rojo. **b)** Reconstrucción de la cinemática de 2 puntos de la placa de Nazca para el Cenozoico (Pardo-Casas & Molnar, 1987). **c)** Reconstrucción de la configuración tectónica desde el Cretácico medio hasta la actualidad para el margen occidental de Sudamérica (Zonenshayn *et al.*, 1984). Extraído de Mardones (2019).

El Ciclo Andino iniciaría con un régimen extensional (Arévalo *et al.*, 2006; Veloso, 2015) a transtensional (Scheuber & Gonzalez, 1999; Grocott & Taylor, 2002), con algunas variaciones de eventos transpresionales episódicos (Creixell *et al.*, 2011). El magmatismo de esta primera etapa del Ciclo Andino (Figura 2.3), está relacionado con la subducción oblicua (SE-NW; Charrier *et al.*, 2007) de la placa de Fénix, fría y densa, bajo la placa Sudamericana (Coira *et al.*, 1982; Scheuber & Gonzalez, 1999; Parada *et al.*, 2007). Esta configuración se caracterizó por un arco magmático orientado N-S y una fuerte sedimentación a lo largo de cuencas extensionales de tras-arco (Mpodozis & Ramos, 1989).

En la segunda etapa del Ciclo Andino, a fines del Cretácico temprano, ocurre un evento compresivo provocado por una serie de condiciones, como el cambio en la dirección de convergencia de la Placa Farallón (NE-SW; Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007; Somoza & Zaffarana, 2008), la subducción del rift Farallón-Aluk, y las altas tasas de expansión de las dorsales Atlántico Sur y Pacífico Sur (Larson & Pitman, 1972).

Un evento tectónico compresivo mayor cercano al límite Mesozoico – Cenozoico es reconocido en el norte de Chile (Evento K-T) como una gran inconformidad que separa unidades del Cretácico Superior de unidades paleógenas (Cornejo *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007). Posterior a este evento se desarrolla una extensión de menor intensidad, que finaliza con otro evento compresivo coincidente con un *peak* en las tasas de convergencia asociada a una disminución en la oblicuidad (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Charrier *et al.*, 2007).

Finalmente, en la tercera parte del Ciclo Andino (Paleógeno tardío – presente) una nueva reorganización en el movimiento de las placas generó un cambio en el régimen tectónico, donde las tasas de convergencia aumentaron nuevamente, asociadas al movimiento casi NE que ejerce la placa de Nazca respecto al margen continental (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Yáñez *et al.*, 2002; Pilger, 2011), el magmatismo migró hacia el este y se desarrolló la actual compresión en la placa superior (Charrier *et al.*, 2007; Amilibia *et al.*, 2008; Ramos, 2009).

CICLO TECTÓNICO ANDINO

PERÍODOS*	ETAPAS**	SUBETAPAS	EDADES
Período Tardío	Tercera Etapa		Paleógeno tardío al Presente
	Segunda Etapa	Segunda Subetapa	Paleógeno temprano (Paleoceno-Eoceno temprano)
Primera Subetapa		Cretácico Inferior tardío a Cretácico Superior	
Período Temprano	Primera Etapa	Segunda Subetapa	Kimmeridgiano-Titoniano a Albiano
		Primera Subetapa	Jurásico Inferior tardío a Kimmeridgiano

* Subdivisión acorde a Coira *et al.* (1982)

** Subdivisión acorde a Charrier *et al.* (2007)

Figura 2.3 Subdivisión de las etapas del Ciclo Andino, desde finales del Jurásico Temprano hasta el presente: primera etapa desde finales del Jurásico Temprano hasta finales del Cretácico Temprano (~90 ma); segunda etapa desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno medio (~55 ma) y tercera etapa desde el Paleógeno hasta el presente (~45 ma). Extraído y modificado de Charrier *et al.* (2007).

3 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

3.1 Aspectos generales

La geología regional descrita a estas latitudes incluye los trabajos de Thomas (1958), Aguirre (1960), Rivano (1993), Fuentes (2004), y recientemente Machuca (2017). La Figura 3.1 es un mapa simplificado de la distribución geológica de las principales unidades definidas para esta parte de Chile central. En el área de estudio afloran sucesiones volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Inferior al Cenozoico, cortadas por rocas intrusivas de edades paleocenas a miocenas.

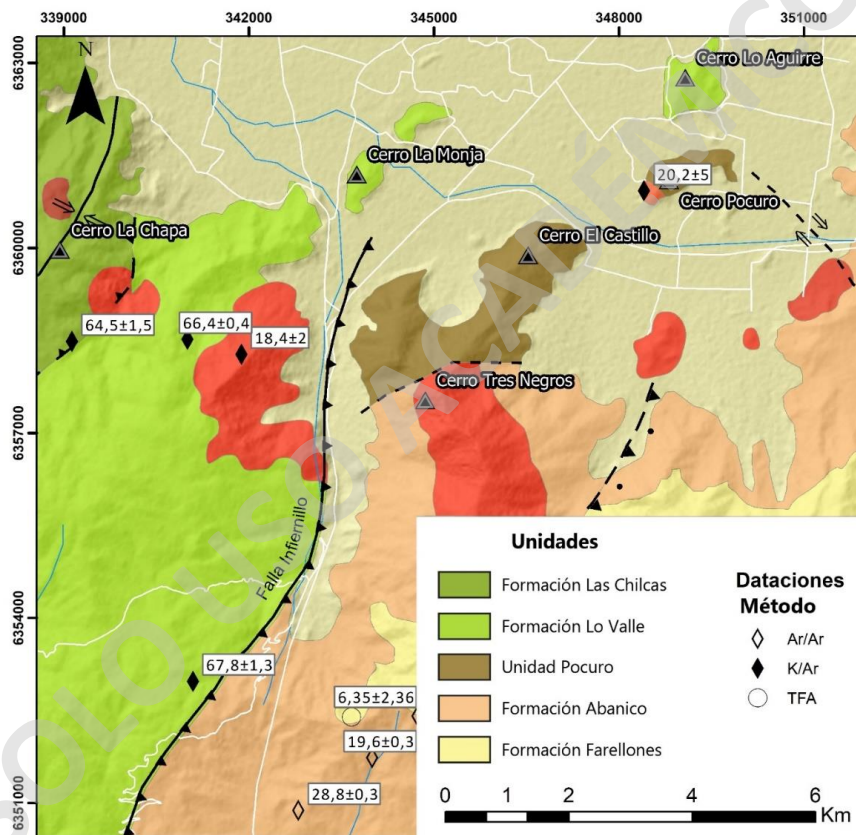


Figura 3.1 Mapa geológico simplificado. Compilación a partir de Rivano (1993); Thomas (1958); SERNAGEOMIN (2003); Boyce (2015); Machuca (2017).

3.2 Rocas estratificadas

Las rocas estratificadas que afloran en la zona de estudio corresponden a sucesiones continentales del Mesozoico y Cenozoico principalmente de rocas volcánicas y, en menor medida, sucesiones sedimentarias.

3.2.1 Formación Las Chilcas (Thomas, 1958)

Corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria que presenta intercalaciones de coladas de lava, toba, calizas, areniscas y conglomerados. Alcanza un espesor aproximado de 3.000 m y una potencia máxima de 7.000 m (Thomas, 1958). Aflora al sur del Valle del río Aconcagua en los cerros que bordean el río y en cerros isla dentro de la Depresión Central. Se dispone en discordancia angular sobre la Formación Cerro Morado (Boyce, 2015) y mediante discordancia de erosión bajo la Formación Lo Valle. En algunas localidades se presenta directamente bajo la Formación Abanico (Sellés & Gana, 2001).

La Formación Las Chilcas presenta grandes variaciones laterales, dividiéndose así en 4 miembros: Pipiteumo, El Tabón, Ñilhue y El Calvario. Los principales ambientes de depositación de estos miembros son de transgresión marina para el miembro basal, seguido de un ambiente de sistemas fluviales y de abanico aluviales sinorogénicos para los miembros del centro y finalmente una etapa de inundaciones marinas o continentales. Todos los miembros presentan una gran influencia volcánica (Boyce *et al.*, 2020).

Se han obtenido edades radiométricas K-Ar en roca total de 85 ± 2 ma en una toba de lapilli (Sellés & Gana, 2001) interpretada como edad mínima y edades U-Pb en circones de 105 ma (Boyce, 2015) como edad máxima, asignándole así una edad Albiano – Campaniano (Wall *et al.*, 1999; Sellés & Gana, 2001; Boyce *et al.*, 2020)

Boyce *et al.* (2020) interpretan esta sucesión volcánica y sedimentaria como el resultado de erosión que afectó el levantamiento del arco andino del Cretácico temprano entre 105 y 85 ma. La presencia de sedimentos marinos en la base de esta formación sugiere que la cuenca se encontraba cerca del nivel del mar, lo que proporciona evidencia de subsidencia en el retroarco.

3.2.2 Formación Lo Valle (Thomas, 1958)

Corresponde a una secuencia de depósitos piroclásticos silíceos con intercalaciones de lavas andesíticas y sedimentos continentales. Su potencia varía entre los 700 y 1.800 m y presenta variaciones verticales y laterales (Thomas, 1958; Wall *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2000; Fuentes, 2004). Aflora en su gran mayoría en la Cuesta Chacabuco, en los cerros del centro y este de la Depresión Central. Sobreyace en discordancia de erosión y levemente angular a la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Piracés & Makshev, 1977; Gana & Wall, 1997), otros autores postulan que este contacto sería concordante (Carter & Aliste, 1962; Godoy, 1982; Rivano, 1993). En algunas localidades esta se encuentra en contacto discordante bajo la Formación Abanico.

La base de la Formación Lo Valle se compone de tobas blancas, tobas soldadas y lavas rosadas. Hacia el techo estas litologías se intercalan con areniscas, andesitas porfíricas café rojizas a grises y basaltos. Debido a la gran cantidad de productos volcánicos y un supuesto contacto discordante inexistente entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, Godoy (1982) y Rivano (1993) postulan incluir las rocas asignadas a la Formación Lo Valle a la Formación Las Chilcas. Posteriormente, dataciones radiométricas y nuevos antecedentes concuerdan con la propuesta inicial de Thomas (1958) de separar ambas unidades.

Las dataciones radiométricas de K/Ar arrojan edades de $64,6 \pm 5,0$ ma, $70,5 \pm 2,5$ ma y $77,8 \pm 1,0$ ma (Drake *et al.*, 1976). Por otra parte, Rivano (1993) obtuvo resultados de K-Ar de 64 ma y 67,8 ma. Asimismo Gana y Wall (1997) presentaron edades Ar-Ar de $71,4 \pm 1,4$ ma y $71,9 \pm 1,4$ ma, K-Ar de $65 \pm 2,0$ ma. De acuerdo con las evidencias radiométricas, se asigna una edad maastrichtiana a daniana y se refleja un *hiatus* desde el Maastrichtiano superior (Paleoceno?) - Eoceno entre las formaciones Lo Valle y Abanico

Charrier *et al.* (2018) debido a los contactos y espesores variables, postula que esta formación podría tratarse de los últimos depósitos de una fase de extensión.

3.2.3 Unidad Pocuro (Machuca, 2017)

Unidad descrita informalmente por Machuca (2017), se compone principalmente de rocas volcánicas de composición intermedia a ácida con una potencia de 670 m. Aflora en el lado oriente de la Cuesta Chacabuco, en algunos cerros isla como el cerro Pocuro y el Cerro Mercachas. Presenta un contacto por falla con la Formación Lo Valle, en algunas áreas esta unidad se encuentra con un contacto discordante con la Formación Abanico. Debido a las grandes similitudes composicionales, esta unidad ha sido asignada a la Formación Lo Valle (Fuentes, 2004), sin embargo, existen diferencias litológicas que permiten separar ambas unidades.

La Unidad Pocuro presenta tres miembros, un miembro inferior con una potencia de 300 m de dacitas porfíricas y una pequeña intercalación de andesitas porfíricas, un miembro medio que se compone en su mayoría de andesitas porfíricas con niveles de tobas cristalinas moradas y conglomerados polimícticos, y un miembro superior conformado por una sucesión de andesitas y tobas líticas (Machuca, 2017). En el área de estudio aflora la unidad basal.

No se cuenta con edades radiométricas para esta unidad por lo que la edad absoluta es desconocida, sin embargo, a través de las relaciones estratigráficas con las unidades adyacentes, esta podría tratarse de depósitos cenozoicos de edad Paloceno (?) – Eoceno (?).

3.2.4 Estratos del Cordón de los Ratones (Sellés & Gana, 2001)

Esta unidad no se encuentra dentro del área de estudio, sin embargo, se presenta aquí por su posible correlación con la Unidad Pocuro.

Corresponde a una secuencia volcánica a subvolcánica con intercalaciones sedimentarias continentales de un espesor aproximado de 450 m, que aflora en el cerro homónimo, al sur del río Maipo y en cerros isla dentro de la Depresión Central (Sellés & Gana, 2001). Su base es desconocida y se infiere una relación de discordancia angular con la Formación Abanico, proposición que se justifica con la inexistencia de pliegues e intrusiones en las formaciones suprayacentes (Sellés & Gana, 2001).

La base de esta unidad se compone principalmente de tobas de lapilli con fragmentos andesítico-basálticos y brechas piroclásticas junto a escasas lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias de arenitas tobáceas, litarenitas y conglomerados. Hacia el techo las tobas de lapilli varían a composiciones dacíticas a riolíticas intercaladas con escasas lavas de esta misma composición. Esta unidad se encuentra deformada e intruida por diques y *stocks* datados en 36 y 22 ma con diaclasamiento columnar horizontal, y pliegues de flujo y estructura brechosa en sus bordes (Sellés & Gana, 2001).

Fock (2005) reportó una edad de $43 \pm 0,4$ ma en tobas ubicadas al este de la localidad de Chada. Posteriormente, Fuentes (2017) reportó una edad de ~ 41 ma, logrando establecer como la edad mínima Eoceno medio para esta unidad. Esta edad permite descartar las posibles correlaciones propuestas por Sellés & Gana (2001) entre los productos ácidos de esta unidad con la Formación Lo Valle.

Las edades reportadas en Fuentes (2017) mantienen el *hiatus* de al menos ~ 20 ma entre la Formación Lo Valle (72 – 65 ma; Fuentes, 2004; Gana & Wall, 1997) y los Estratos del Cordón de Los Ratones (ECLR; 43 – 41 ma; Fock, 2005; Fuentes, 2017), y de ~ 17 ma entre ECLR y la Formación Abanico (28 – 20 ma; Wall *et al.*, 1999; Sellés & Gana, 2001).

3.2.5 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Secuencia volcánica de al menos 2.500 m de potencia constituida por lavas basálticas y andesíticas, tobas y depósitos piroclásticos con intercalaciones de depósitos fluviales, aluviales y lacustres (Charrier *et al.*, 2002; Nyström *et al.*, 2003).

Las relaciones de contacto varían entre los 32°S y los 38°S. En la zona norte de estas latitudes, se encuentra en muchas ocasiones con aspecto desmembrado debido a que la suprayacente Formación Farellones oculta muchos de los afloramientos. El contacto del límite oriental con depósitos mesozoicos es a través de grandes fallas regionales (Baeza, 1999; Charrier *et al.*, 2000) y en el límite occidental corresponde a una discordancia angular con rocas cretácicas a ambos lados de la zona de Falla Pocuro (Jara, 2013).

Entre los 33° y 34°S la Formación Abanico se separa en dos franjas paralelas, la franja oriental limita al este con unidades mesozoicas (Gana & Wall, 1997; Fuentes *et al.*, 2002; Fuentes, 2004; Fock, 2005) mientras que en el Valle del río Mapocho cabalgan a depósitos de la Depresión Central a través de sistemas de fallas con vergencia al oeste (Sistema de Fallas San Ramón; Fock *et al.*, 2006; Charrier & Farías, 2009; Rauld, 2011; Quiroga *et al.*, 2015). En las latitudes finales, en localidades como Angostura de Paine, se observa un contacto erosivo con la Formación Las Chilcas, evidenciando un *hiatus* de hasta 90 ma (Fock, 2005). La relación con la Formación Farellones suprayacente es bastante diverso, encontrándose contactos concordantes, discordantes, pseudo-concordantes, de carácter tectónico o transicional, debido a que gran parte de la deformación de esta formación se produjo por la inversión a través de las fallas que generaron la cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006).

En la parte inferior de esta formación predominan las brechas y tobas gruesas sobre lavas andesíticas a riolíticas y escasas sedimentitas volcanoclásticas que se desarrollan en la parte superior de la secuencia, encontrándose areniscas, lutitas y limos con restos carbonosos y fauna fósil (Thiele, 1980). Localmente esta serie aflora en el sector oriental del área de estudio

Dataciones radiométricas arrojan edades de 28 – 20 ma (Wall *et al.*, 1999). Junto a otros estudios de fauna fósil, es posible asignar a esta formación una edad Eoceno superior – Mioceno inferior (Gana & Wall, 1997; Sellés, 1999, 2000; Charrier *et al.*, 2002; Fuentes *et al.*, 2002).

3.2.6 Formación Farellones (Klohn, 1960)

Unidad volcánica compuesta por un mayor predominio de lavas y menor de tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas que se distribuye con orientación norte-sur entre los 32°S y 35°S. El espesor de esta unidad se estima en 2.500 m (Thiele, 1980).

Sobreyace a la Formación Abanico con un contacto transicional y con amplias variaciones norte-sur y este-oeste con esta formación, sin embargo, este contacto aún es motivo de discusión, encontrándose en algunos sectores contactos discordantes o pseudo concordantes, dependiendo de las fallas asociadas a la inversión tectónica de la cuenca de Abanico (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002). El techo de esta unidad corresponde a la superficie de erosión actual (Thiele, 1980; Charrier *et al.*, 2002).

Beccar *et al.* (1986) reporta edades entre $16,6 \pm 0,7$ y $18,6 \pm 0,6$ ma. Fuentes (2004) obtuvo resultados entre $21,9 \pm 0,5$ y $17,2$ ma. Estas dataciones radiométricas permiten asignarles una edad miocena a los estratos de la Formación Farellones (Drake *et al.*, 1976; Vergara & Drake, 1978; Sellés, 1999; Aguirre *et al.*, 2000).

3.3 Rocas intrusivas

En el área de estudio afloran en menor proporción rocas intrusivas. Se presentan a continuación los intrusivos más relevantes que se encuentran distribuidos alrededor de la zona de estudio, correspondientes a rocas plutónicas e hipabisales. Estos cuerpos tienden a disminuir en edad hacia el oriente (Rivano, 1996).

3.3.1 Intrusivos del Cretácico Superior - Paleógeno

A este período pertenece las unidades San Lorenzo y Fredes (Rivano, 1996), estas se encuentran cercanas a la zona de estudio. La Unidad San Lorenzo aflora como una franja continua en la Depresión Central y sus proyecciones hacia el norte. Está conformada por *stocks* dioríticos y pórfidos andesíticos que intruyen principalmente a unidades de la Formación Las Chilcas y Lo Valle. Esta unidad registra edades en el rango de los 86 – 63 ma (Camus *et al.*, 1986)

La Unidad Fredes aflora al este de la Unidad San Lorenzo dentro de la Precordillera y en el norte del valle del río Aconcagua. Está compuesta por cuerpos intrusivos predominantemente máficos, de 20 a 100 km², con litologías que varían desde monzogranitos de hornblenda y biotita hasta gabros de anfíbola, pasando por granodioritas, tonalitas y monzodioritas. Rivano (1996) obtuvo edades K-Ar para esta unidad de 67 a 45 ma.

3.3.2 Intrusivos hipabisales y cuellos volcánicos basálticos (Oligoceno – Mioceno)

Este conjunto de intrusivos está conformado por *stocks*, filones manto, cuellos volcánicos y diques, sus composiciones varían desde gabros a andesitas de piroxeno. Afloran en la Depresión Central y la Precordillera. Los cuerpos intrusivos de edad más antigua intruyen principalmente a las Formaciones Las Chilcas y Lo Valle, mientras que los de edad más joven a la Formación Abanico.

Se cuenta con una datación K-Ar en roca total en la localidad de Pirque de $22,4 \pm 1,1$ ma (Sellés & Gana, 2001). Se interpreta como los conductos alimentadores de las lavas de características químicas similares de la Formación Abanico (Kurtz *et al.*, 1997; Wall *et al.*, 1999).

3.3.3 Intrusivos riodacíticos (Mioceno)

Conjunto de cuerpos de sección semicircular a elongada de composición riodacítica que afloran principalmente en la Cuesta Chacabuco. Intruyen principalmente a la Formación Lo Valle y Abanico. Rivano (1996) reportó una edad K-Ar en roca total de $18,4 \pm 2$, además existen dataciones más al norte de 20 – 17 ma (Drake *et al.*, 1997; Gana & Wall, 1997) que permiten asignarles una edad Mioceno temprano.

3.4 Estructuras

Las principales estructuras que se encuentran en el área de estudio están relacionadas a dos dominios estructurales longitudinales: el Dominio Central y el Dominio Cordillerano, donde se destacan las principales fallas de primer orden como la Falla Pocuro y la Falla Infiernillo (Figura 3.2), que se extienden decenas de kilómetros a lo largo de estas latitudes, además de otras pequeñas fallas de escala local. Regionalmente esta zona ha sido descrita como un gran apilamiento tectónico compresivo con un marcado desarrollo de estructuras más complejas hacia el este como pliegues y fallas inversas (Aguirre, 1960) caracterizado por las fajas plegadas y corridas del Aconcagua y La Ramada (Ramos, 1996; Rivano, 1996).

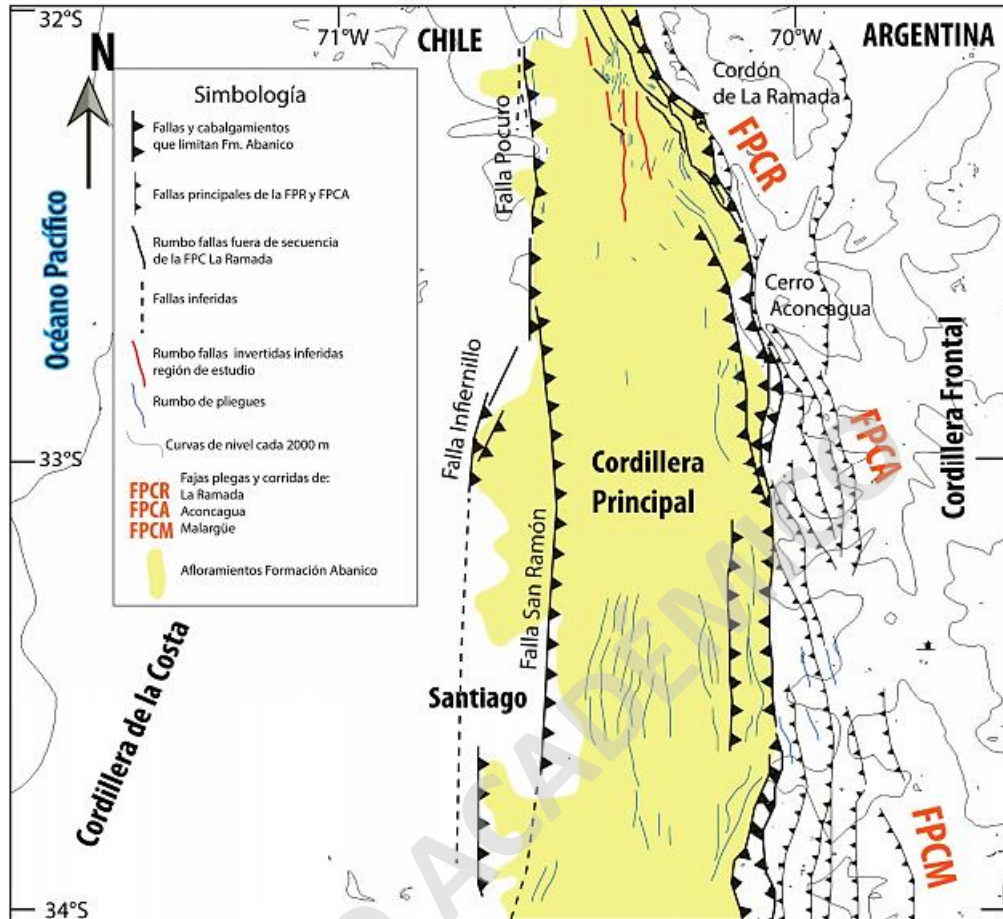


Figura 3.2 Principales estructuras entre las latitudes 32°S – 34°S. Extraído de Jara (2013) compilado de Rivano (1993); Ramos *et al.* (1996); Fock (2006); Farías (2007); Rauld (2011).

3.4.1 Zona de Falla Pocuro

Esta zona de falla de rumbo aproximado N-S, se extiende desde los 31° a 34°S y marca el límite entre el Dominio Central y el Dominio Cordillerano. Corresponde a fallas de extensión con una componente de rumbo (Rivano, 1996). Campbell (2005) describe que el contacto de unidades del Cretácico Superior con formaciones cenozoicas en el norte de la región es mediante esta falla, presentando en esta latitud un rumbo NS a N20°E y vergencia hacia el oeste. Charrier *et al.* (2004) interpretan esta falla como una falla normal invertida.

Jara (2013) postula que la Falla Pocuro habría tenido su *peak* de actividad antes de los eventos volcánicos del Oligoceno - Mioceno y que sería la responsable de la deformación de las rocas del Cretácico Superior, donde el desplazamiento como falla normal fue mucho mayor que como falla inversa (Charrier *et al.*, 2004).

3.4.2 Falla Infiernillo

Falla de carácter regional, se encuentra a unos ~ 15 km al oeste de la Falla Pocuro con rumbo N10°E y manteo de 80°E (Fock, 2005) y pone en contacto rocas cretácicas de la Formación Lo Valle con rocas cenozoicas como las formaciones Abanico y Farellones (Rivano, 1996; Fock, 2005). Esta estructura fue descrita como una falla con componente normal invertida con una fuerte actividad extensional desde el Eoceno medio (Fuentes, 2004; Fock, 2005) y habría correspondido al límite occidental de la cuenca de Abanico posteriormente invertida (Sellés, 2000; Fock, 2005).

3.5 Ciclo Andino en la región de estudio

El modelo tectono-estratigráfico para el Ciclo Andino en Chile central propuesto por Charrier *et al.* (2007) muestra el desarrollo de arcos volcánicos desde el Jurásico Inferior hasta el Cretácico Superior, seguido por un evento de deformación generalizado hasta el Eoceno Medio.

En la zona de estudio afloran rocas incorporadas dentro de la Formación Las Chilcas (Cretácico Inferior – Cretácico Superior), la cual registra una etapa compresiva, marcada por el alzamiento de la Cordillera de la Costa (Boyce *et al.*, 2020). La subsidencia tectónica que produjo el relieve facilitó el desarrollo de una depresión donde se depositaron las unidades marinas y posteriormente depósitos proximales del antepaís (Boyce, 2015). El desarrollo del arco volcánico continuó sobre los sedimentos de antepaís, originando los últimos depósitos de la Formación Las Chilcas entre los 100-82 ma (Charrier *et al.*, 2007; Boyce *et al.*, 2020).

Posteriormente, en el Cretácico Superior tardío y el Paleoceno más temprano se desarrolló un arco volcánico oblicuo al margen continental, en un ambiente extensional (Tapia *et al.*, 2015; Persico, 2016), donde las unidades de la Formación Lo Valle se depositaron en una cuenca de intra-arco (Muñoz *et al.*, 2018).

La transición entre las unidades mesozoicas y cenozoicas en esta región está caracterizada por un *hiatus* en el registro estratigráfico entre el Paleoceno y el Eoceno (Figura 3.3). Algunos autores proponen un régimen neutral a extensional para estas latitudes (Balgord & Carrapa, 2016; Horton & Fuentes, 2016; Muñoz *et al.*, 2018), sin embargo, al sur de los 33°S, Tapia (2015) logra acotar un evento compresivo entre los 63 y 42 ma.

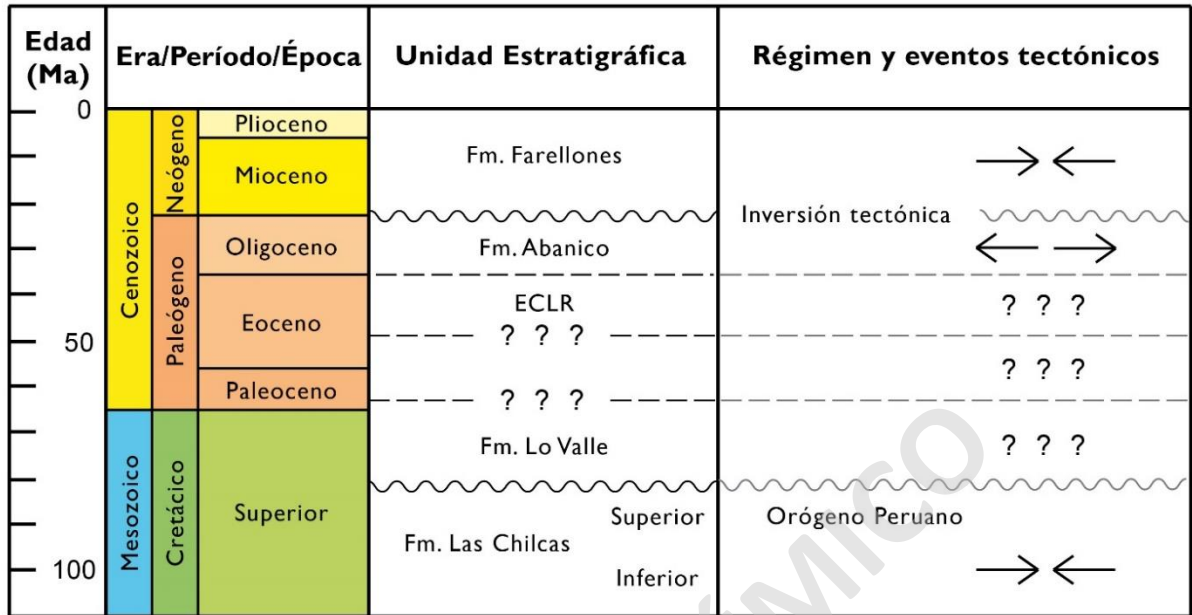


Figura 3.3 Resumen tectonoestratigráfico al sur de la región de estudio. Extraído y modificado de Muñoz-Gómez *et al.* (2019), compilado de Charrier *et al.* (2002, 2007) y Boyce (2015).

Este escenario cambia en el Eoceno medio, con los depósitos de la unidad Estratos Cordón de Los Ratones (42 ma; Muñoz-Gómez *et al.*, 2019), que representan el relleno inicial de una cuenca extensional de intra-arco (Muñoz-Gómez *et al.*, 2019). Esta extensión, que generó la Cuenca de Abanico y la depositación de la Formación Abanico, solo se registró entre los 28°S y 39°S, en una en una corteza de aproximadamente 35 km de espesor (Figura 3.4; Charrier *et al.*, 2002, 2007; Nyström *et al.*, 2003; Kay *et al.*, 2005)

A partir del Mioceno temprano ocurre un proceso tectónico que provocó la inversión de la Cuenca de Abanico y la depositación de unidades volcánicas de la Formación Farellones. Este régimen tectónico ha continuado hasta la actualidad, conformando la última etapa del orógeno andino en la región (Charrier *et al.*, 2002, 2007; Giambiagi & Ramos, 2002; Farías *et al.*, 2008).

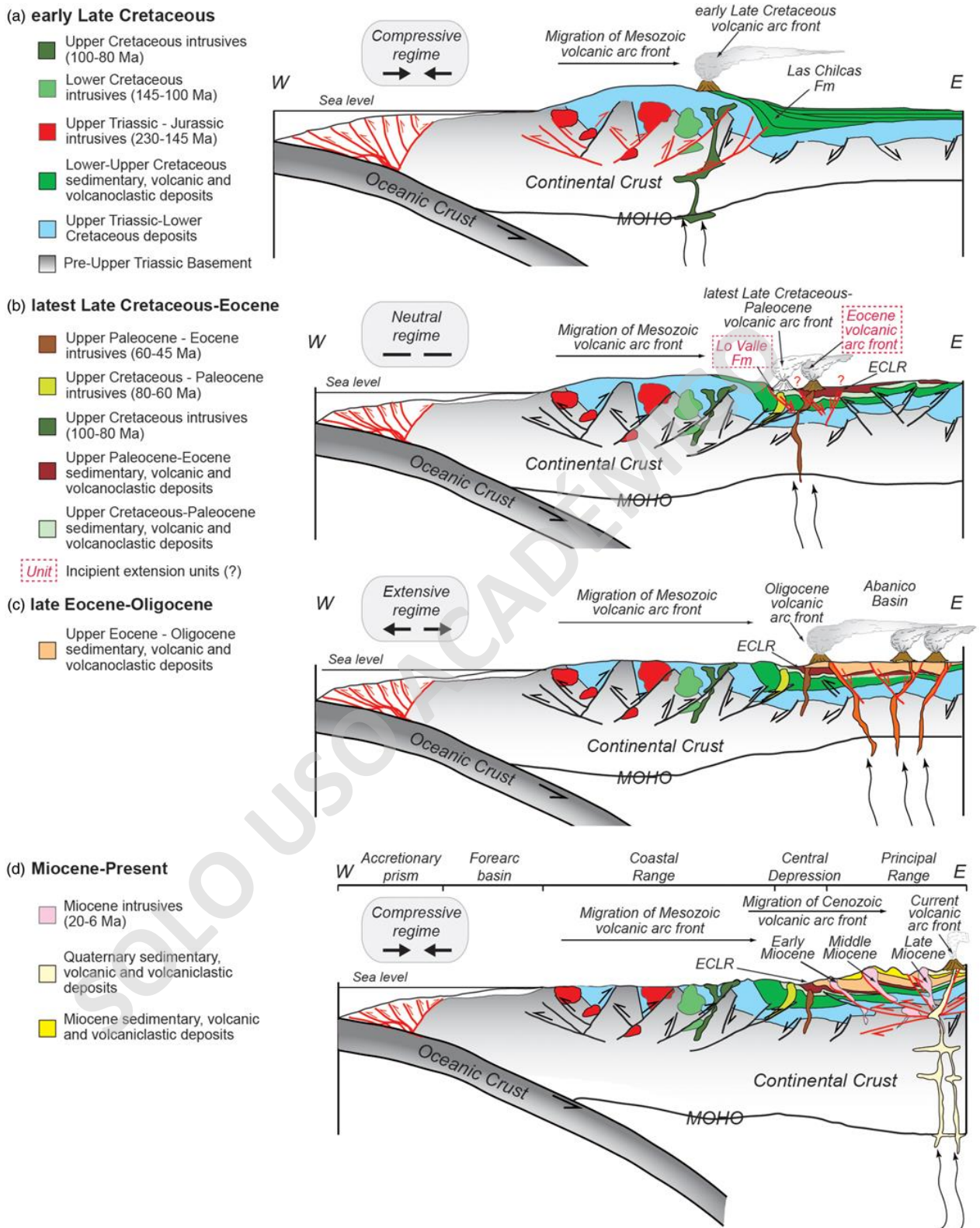


Figura 3.4 Reconstrucción paleográfica de la evolución del margen Andino a los 33° desde el Cretácico Tardío hasta el presente. Extraído de Muñoz-Gómez *et al.* (2019).

4 GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA LOCAL

4.1. Introducción

En este capítulo se describen las principales características estratigráficas y litológicas de las unidades volcánicas en base a las campañas de terreno correspondientes a esta memoria. El detalle de las ubicaciones se encuentra en el Anexo B y los resultados de las descripciones de las muestras recolectadas en el Anexo C.

4.2. Estratigrafía

4.2.1. Aspectos generales

El estudio estratigráfico se dividió en cuatro zonas de interés, caracterizadas por la presencia de unidades mesozoicas y cenozoicas. En detalle, estas son (1) Sector Auco – Cerro La Monja, (2) Sector Cuesta Chacabuco – Los Ranchillos, (3) Sector Cerro Lo Aguirre – Pocuro y (4) Sector Cerro El Castillo – Tres Negros (Figura 4.1).

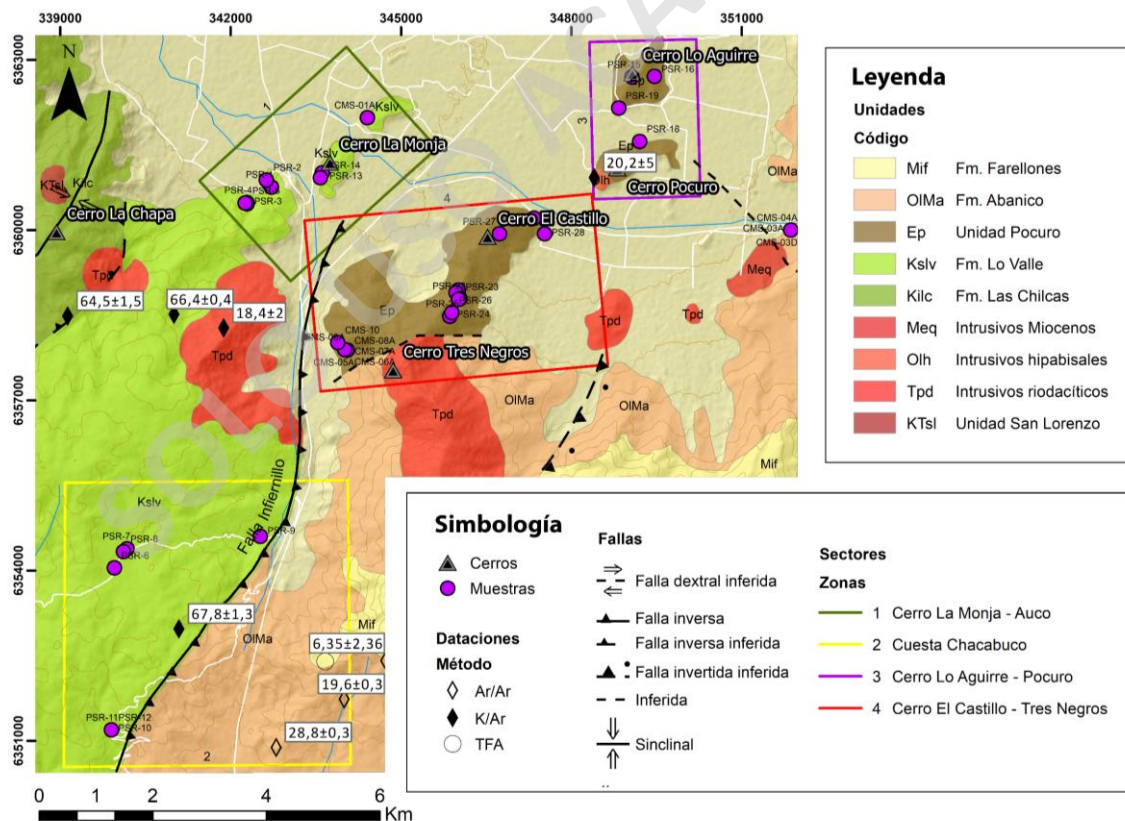


Figura 4.1 Mapa de las unidades geológicas en las zonas de interés. En rectángulos se muestran los sectores estudiados.

4.2.2. Sector Auco - Cerro La Monja

Constituye la parte noroccidental del área de estudio, ubicada al oeste del Estero La Cuesta. El Sector de Auco, Cerro La Chapa y Cerro La Monja, se presenta como parte de los cerros islas pertenecientes a la Depresión Central. Las rocas de este sector están asignadas a la Formación Lo Valle (Rivano, 1996; Fuentes, 2004) compuesta principalmente de tobas de composición dacítica a riolítica con intercalaciones de lavas basálticas y andesíticas.

En los afloramientos del sector de Auco se logra distinguir una serie estratificada de una potencia mínima de 250 m de unidades volcánicas, donde se encuentran al menos 5 estratos de lavas basálticas con pequeñas diferencias entre cada uno de ellos y lavas riolíticas (Figura 4.2). Los estratos de esta serie presentan un manteo aparente de 30° hacia el sureste.

La base de la serie de Auco (PSR-2) se compone de al menos 10 m de basaltos grises alterados, de grano muy fino con fenocristales de plagioclasa. Algunos afloramientos del estrato basal presentan estrías de falla con zonas de crecimiento mineral de ceolitas rosadas. Los niveles medios de esta serie (PSR-3; PSR-4; PSR-5) corresponden a andesitas porfíricas grises que se caracterizan por presentar fenocristales de plagioclasa de 3 mm en promedio, en abundante proporción (40%) y minerales máficos alterados a óxidos de hierro. Entre estos estratos se logran distinguir niveles brechizados que representarían la transición entre coladas de lava.

El techo de la serie de Auco presenta una composición distinta a los demás niveles siendo principalmente riolitas bandeadas con una masa fundamental de tonalidades rosadas (PSR-1; Figura 4.2). En los afloramientos de estas rocas se observa una alteración posterior que genera que los minerales máficos estén alterados en su totalidad a epidota y óxidos de hierro, además de generar un gran contenido de ceolitas y de plagioclasas alteradas a arcillas. Este tipo de lava de composición ácida fue encontrado solo en este punto del afloramiento en específico, siendo la mayor parte rocas de composición básica, como se muestra en la Figura 4.4. Tanto la base como el techo de esta serie se encuentran alterados a estilbita y heulandita.

Los afloramientos del Cerro La Monja se encuentran a 1,5 km al noreste del sector de Auco, y muestran bastantes similitudes composicionales con ese sector. Presentan una potencia mínima de 150 m de lavas andesíticas y andesitas basálticas muy alteradas. Las lavas están compuestas por fenocristales de plagioclasas que se encuentran alterados a epidota y arcillas blancas y amarillas, además presenta un mayor porcentaje de piroxenos de grano fino (15 - 20%), donde la mayoría de estos se encuentra alterados a óxidos de hierro.

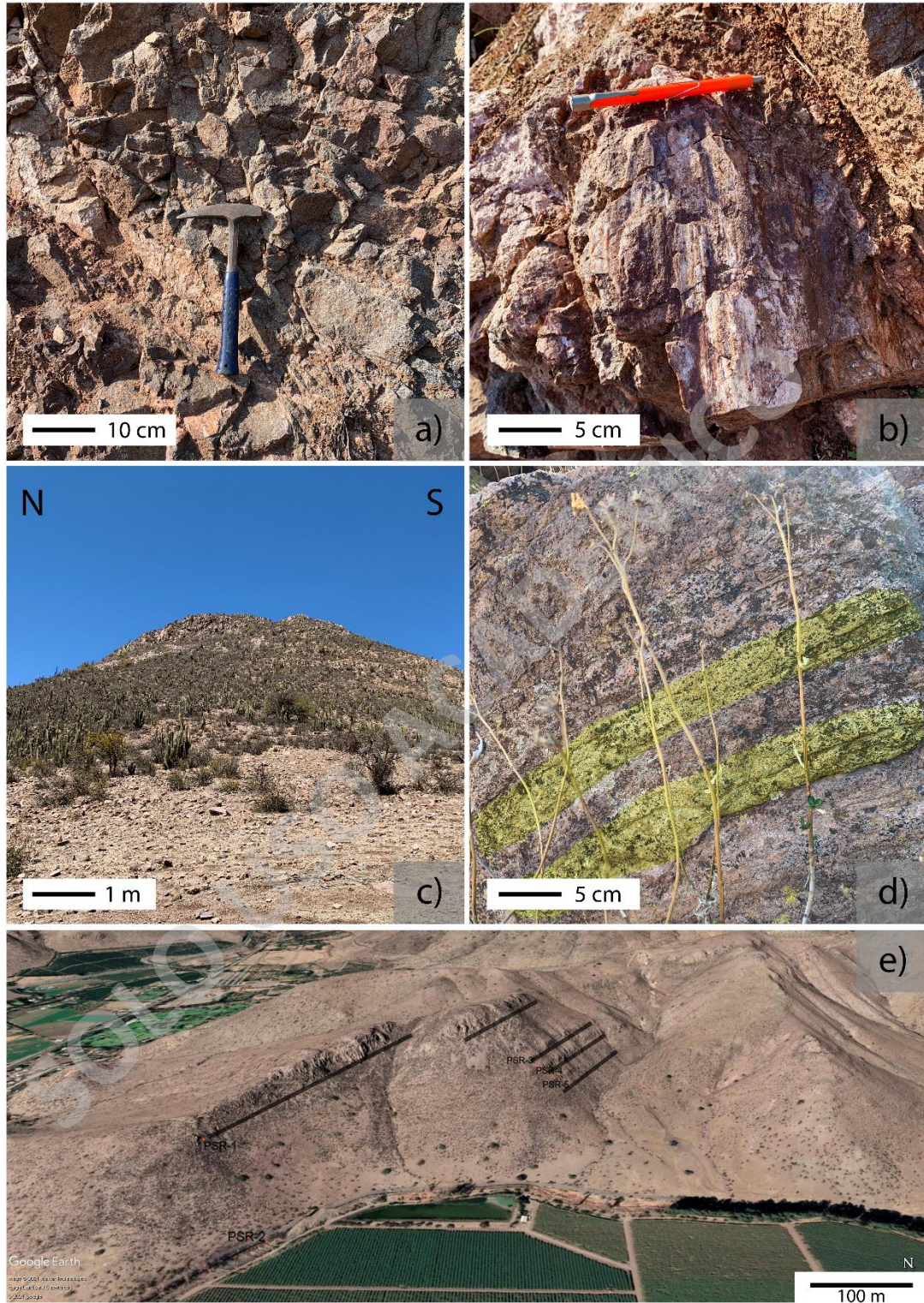


Figura 4.2 Fotografías de litologías de las unidades del sector de Auco. a) Andesitas del estrato basal. b) Estrías de falla presentes en las andesitas del estrato basal. c) Afloramiento de los estratos medios del sector Auco. d) Bandedamiento de las riolitas de los estratos superiores, en amarillo se presentan las bandas. e) Imagen extraída de Google Earth donde se observan los 5 estratos descritos.

4.2.3. Cuesta Chacabuco – Los Ranchillos

El sector representa la litología del límite sur del área de estudio. Se dispone como una cadena montañosa que separa la región Metropolitana con la región de Valparaíso. En terreno se observaron rocas correlacionables a la Formación Lo Valle, principalmente tobas con intercalaciones de lavas andesíticas y andesitas basálticas.

Los afloramientos presentan niveles de tobas cristalinas de composición riodacítica con tonalidades rosadas. Estas tobas presentan clastos volcánicos de hasta 1,5 cm de dos familias de andesitas moradas y grises. Existen otros niveles de tobas líticas con fragmentos líticos de un tamaño máximo de 1 cm principalmente de origen volcánico, además presenta cristales de plagioclasas y pequeños minerales máficos de grano muy fino.

Los afloramientos expuestos en el sector de la Cuesta de Chacabuco presentan una alteración a óxidos de Fe selectiva a la toba eutaxítica pumícea de la muestra PSR-10 (Figura 4.3) representado en terreno por un intenso color rojizo en la mayor parte del afloramiento. Esta toba presenta pómez de un tamaño de hasta 4 cm y fenocristales de plagioclasa de hasta 2 cm inmersos en una matriz tamaño ceniza. Intruyendo de forma subparalela a esta toba se encuentra una roca subvolcánica de composición andesítica (PSR-12) con más de un 50% de plagioclasas de 1 mm que presenta pequeñas cavidades, algunas de ellas rellenas de arcillas. Cercano a este afloramiento, se describió un rodado de basalto (PSR-11) con un 25% de plagioclasas translúcidas y 20% de piroxenos de grano fino, además dentro de esta muestra se encontraron pequeños minerales de óxidos de cobre.

Desde el sector de la Cuesta de Chacabuco hacia el sur, se logra identificar la Falla Infiernillo, descrita como una falla con rumbo NS de carácter inversa y con vergencia hacia el oeste (Fock, 2005) que pone en contacto rocas de la Formación Lo Valle con rocas cenozoicas (Figura 4.3).

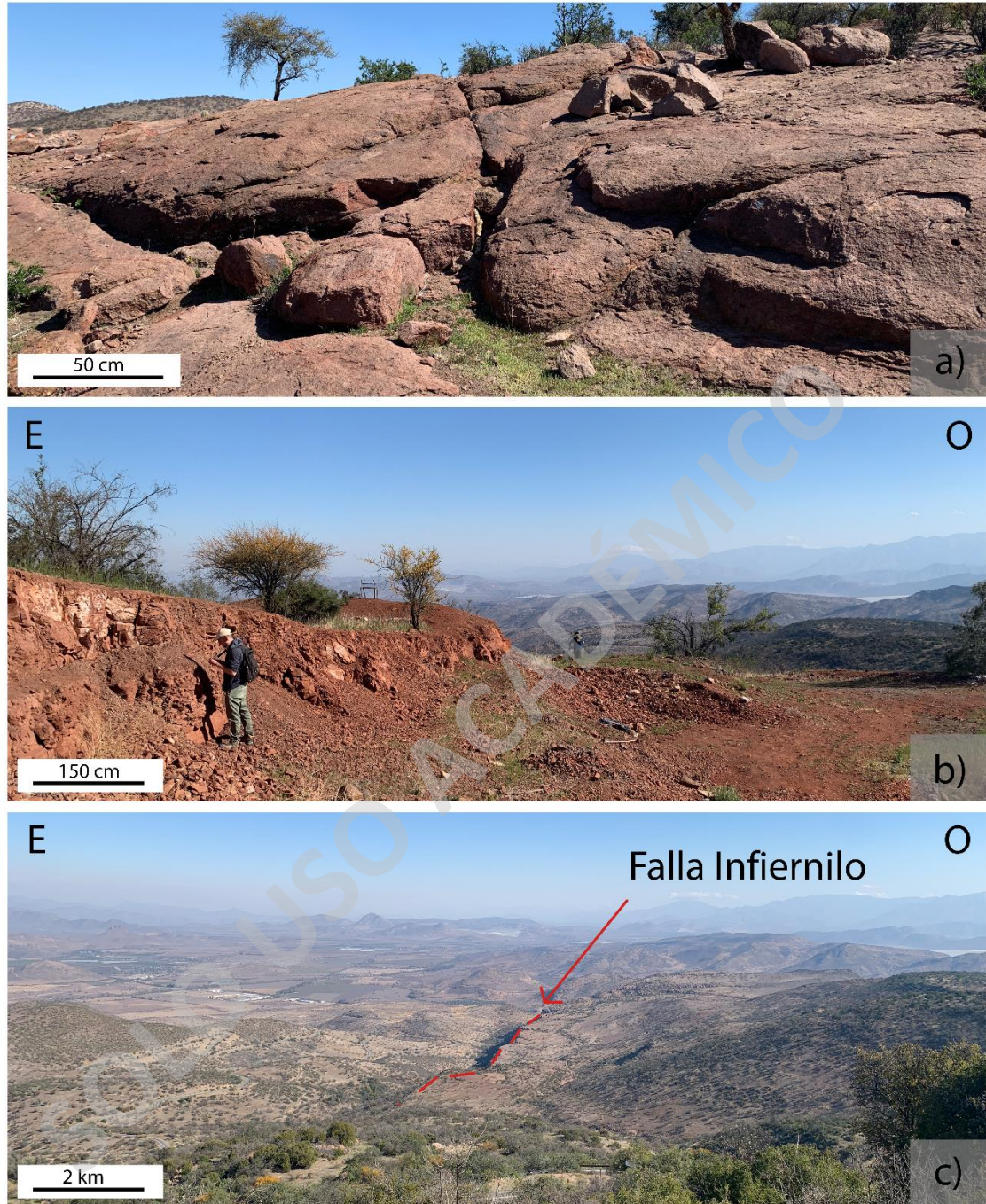


Figura 4.3 Fotografías de litologías de las unidades del sector Cuesta de Chacabuco. a) Afloramientos de andesitas. b) Afloramiento de tobas de lapilli, tobas cristalinas y tobas pumíceas, zona de alteración potásica. c) Vista al sur desde la Cuesta de Chacabuco, en rojo Falla Infiernillo.

Columnas Estratigráficas Formación Lo Valle

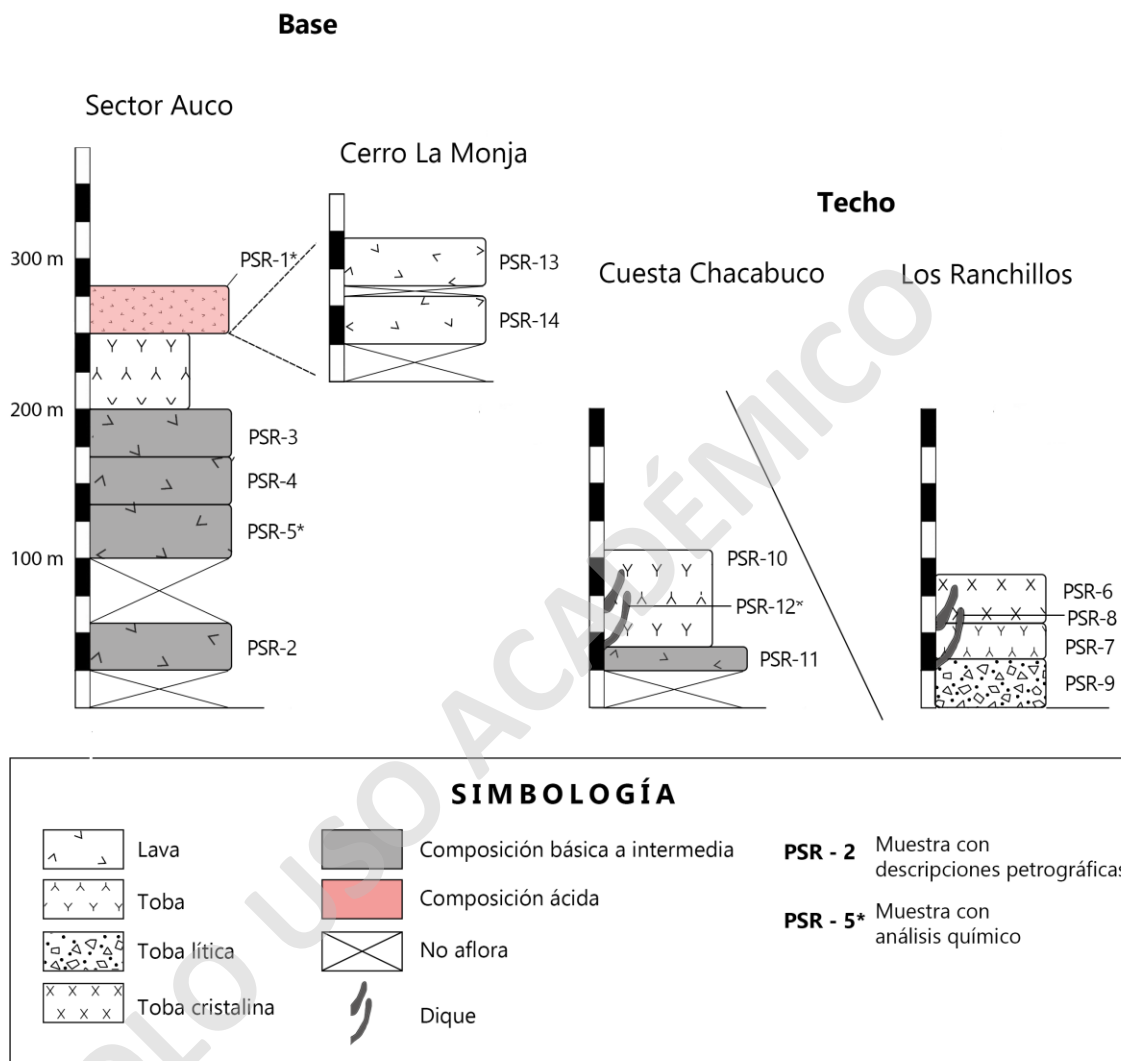


Figura 4.4 Columnas estratigráficas esquemáticas de la Formación Lo Valle en los sectores de Auco – Cerro La Monja y Cuesta Chacabuco – Los Ranchillos.

4.2.4. Sector Cerro Lo Aguirre – Pocuro

Cerro Lo Aguirre y Cerro Pocuro son cerros islas insertos en la Depresión Central de la ciudad de Los Andes ubicados en la zona noreste del área de estudio. La ruta E-885 separa a ambos cerros y es la principal vía de acceso a esta área.

Las rocas presentes en estos sectores son motivo de discusión, algunos autores proponen que estas rocas pertenecen a la Formación Lo Valle (Fuentes, 2004) o a la Formación Abanico (Fock, 2005), mientras que Machuca (2017), atribuye y describe estas rocas a la Unidad Pocuro.

Los afloramientos presentes en el Cerro Lo Aguirre consisten en 150 m de rocas volcánicas y piroclásticas de composición intermedia a básica. La base corresponde a lavas andesíticas con intercalaciones volcanosedimentarias de brechas conglomerádicas. La parte superior está compuesta de tobas soldadas con abundantes *fiamme*, además de autobrechas que incluyen fragmentos de las lavas andesíticas oxidadas y meteorizadas basales.



Figura 4.5 Sectores visitados del Cerro Lo Aguirre y Pocuro. a) Imagen panorámica de los cerros Pocuro y Lo Aguirre. b) Manteos de la secuencia del Cerro Pocuro en tobas soldadas.

A 1,5 km de distancia al sur del Cerro Lo Aguirre, se encuentra el Cerro Pocuro, conformado por 120 m de estratos que mantean 35° SE (Figura 4. 5) y que exhiben una secuencia de tobas soldadas con una abundante presencia de pómez y lavas andesíticas de grano muy fino alteradas a sericita. Estos estratos se encuentran intruídos en el borde SE por un cuerpo intrusivo mioceno datado en $20,2 \pm 5,0$ ma (Rivano, 1996). En algunas zonas de este cerro se presentan zonas de intensa alteración a óxidos de Fe que generan grandes parches rojos en la superficie (Figura 4.5).

4.2.5. Sector Cerro El Castillo – Tres Negros

Este sector es una cadena de cerros que culmina en la Depresión Central de Los Andes, está ubicado al sur del Estero Pocuro y al este del Estero La Cuesta. Las rocas presentes en estos cerros han sido asignadas a la Formación Abanico (Fuentes, 2004) e intrusivos miocenos. Sin embargo, debido a diferencias litológicas con la Formación Abanico, estos afloramientos fueron asignados por Machuca (2017) a la Unidad Pocuro (Machuca, 2017).

En el Cerro El Castillo se presenta una secuencia de al menos 200 m de rocas piroclásticas y lavas de composición intermedia a ácida. La base se compone de una intercalación de riolitas de biotita bandeadas (muestra PSR – 27 y PSR - 28) y tobas soldadas rosadas con *fiamme* de 2 a 3 mm en promedio. Las riolitas presentan indicadores cinemáticos tipo sigmas que reflejan el cizalle interno de la lava.

El Cerro Tres Negros consiste en una secuencia estratificada de tobas de lapilli cristalinas, tobas líticas y tobas soldadas (Figura 4.6), además de algunas brechas piroclásticas con líticos de composición andesítica. La serie logra alcanzar aproximadamente 400 m de secuencia volcánica de composiciones ácidas (Figura 4.7).

Esta secuencia de rocas volcánicas son intruidas por un *stock* tonalítico con fenocristales de hornblenda y plagioclasa denominado Intrusivo Tres Negros y que tendría una edad miocena. El intrusivo presenta cambios granulométricos en su extensión y se encuentra alterado principalmente a clorita – epidota y a albita en la masa fundamental. En los afloramientos de este intrusivo se observa una zona de debilidad representada por brechas hidrotermales y planos de cizalle que fracturan de forma preferente a la roca (Figura 4.6).



Figura 4.6 a) Vista panorámica de la Unidad Pocuro y el Intrusivo Tres Negros. b) Vista panorámica de los cerros visitados; El Castillo y Tres Negros. c) *Fiamme* en la secuencia basal del Cerro El Castillo. d) Brecha hidrotermal en la ladera oeste del Cerro Tres Negros. e) Planos de cizalle en el intrusivo Tres Negros.

Columnas Estratigráficas Unidad Pocuro

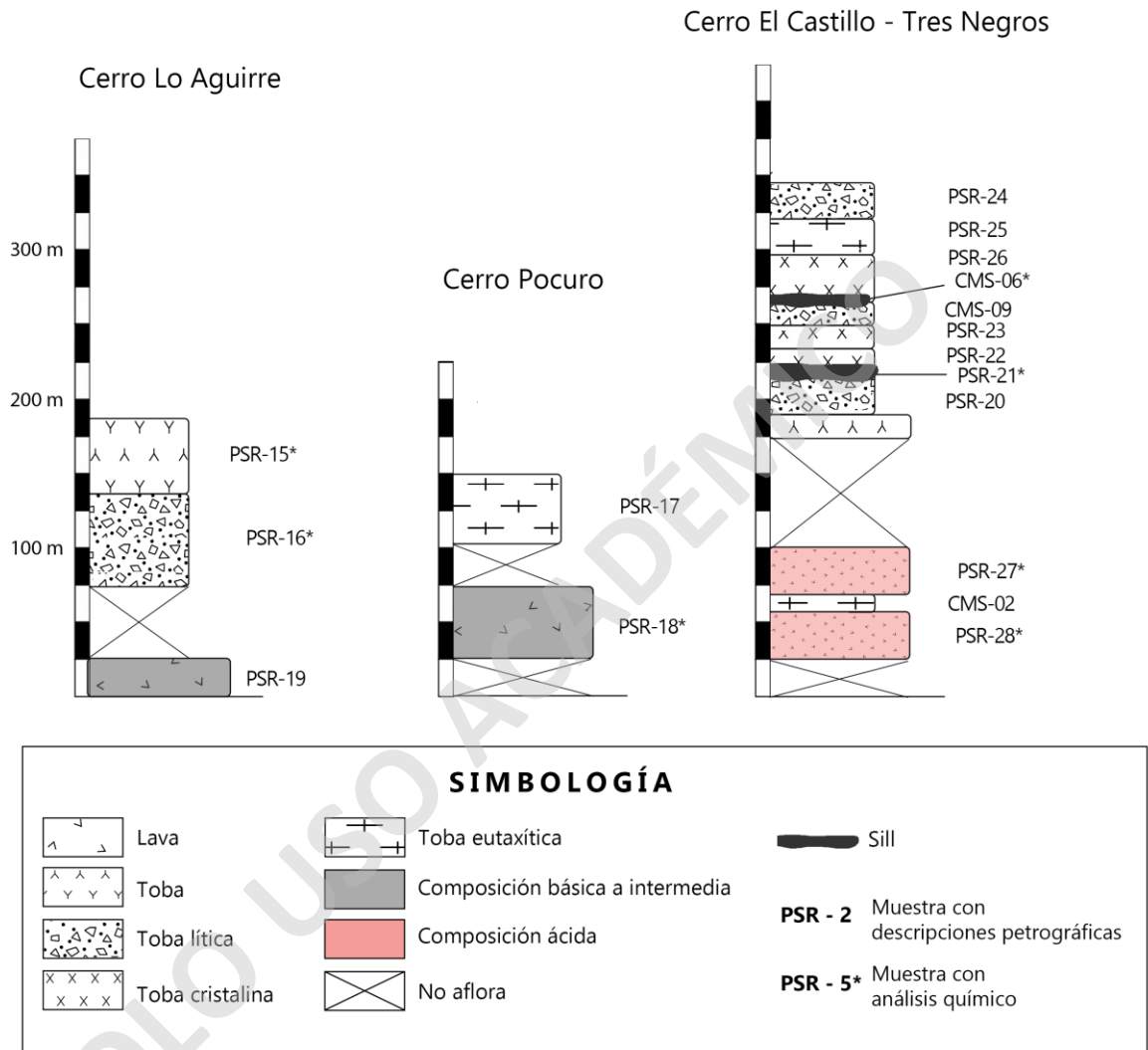


Figura 4.7 Columnas estratigráficas esquemáticas de la Unidad Pocuro en los sectores del Cerro Lo Aguirre – Cerro Pocuro y Cerro El Castillo – Tres Negros.

4.3. Petrografía

4.3.1. Aspectos generales

En las campañas de terreno se recolectaron 38 muestras de la zona de estudio para realizar descripciones macroscópicas y 18 para estudios microscópicos. Se agruparon las muestras en dos grupos, lavas y rocas piroclásticas. Las descripciones macroscópicas y microscópicas junto a la ubicación de cada una de ellas se presentan en el Anexo C y D.

4.3.2. Alteración

La alteración presente en las rocas de la zona de estudio varía según su ubicación y composición, sin embargo, una característica que identifica por igual a todos los sectores estudiados es que se encuentran fuertemente afectadas por procesos de alteración *post* magmáticas. Estos procesos pudieron movilizar a los elementos mayores provocando una errónea interpretación de los resultados geoquímicos, por lo que se le asignó a cada muestra un grado de alteración de 1 a 5, siendo 1 la más leve con menos de un 10% de alteración en la roca total y 5 la más intensa con más del 50% de alteración en la roca total (Tabla 4.1). De esta manera se podrá evaluar de manera correcta la influencia de los minerales secundarios en los resultados obtenidos.

Específicamente, en las lavas del sector Cerro La Monja – Auco y Chacabuco pertenecientes a la Formación Lo Valle, existe una alteración selectiva a los minerales ferromagnesianos, como olivinos y piroxenos, principalmente a epidota, esmectita y óxidos rojos, como iddingsita. La masa fundamental suele tener un grado de alteración medio, en su mayoría se encuentra alterada a arcillas y a minerales secundarios como los que alteran a los fenocristales. Una diferencia fundamental entre estos minerales ferromagnesianos es que los olivinos se presentan con una integridad muy baja y fuertemente alterados, en la mayor parte de las muestras se presentan como pseudomorfos completamente reemplazados por minerales opacos o esmectita, no así los piroxenos que suelen presentar una integridad media – alta y una alteración más leve. En el caso de existir amígdalas, estas se encuentran rellenas de ceolitas y clorita – esmectita.

Para el sector del cerro El Castillo y Cerro Tres Negros asignados a la Unidad Pocuro, las alteraciones presentes suelen ser de arcillas, sericita, clorita-esmectita y en menor cantidad, ceolitas, alterando principalmente a la masa fundamental.

Tabla 4.1 Principales minerales de alteración de cada muestras junto a sus grados de alteración. Las abreviaciones utilizadas son: Arc: Arcillas, Bw: Bowlingita, Cal: Calcita, Ceo: Ceolitas, Chl: Clorita, Ep: Epidota, Esm: Esmeclita, FeOx: Óxidos de hierro, Idg: Iddingsita, Ol: Olivino Plg: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Pum: Pumpellyta, Qz: Cuarzo, Ser: Sericita. AM: Amígdalas, MF: Masa Fundamental, VT: Vetillas, MT: Matriz, CT: Clastos, R: Riolita, B: Basalto, D: Dacita, AB: Andesita Basáltica, A: Andesita.

Muestra	Litología	Clasificación	Minerales de alteración	Grado de alteración	Ocurrencia
PSR - 1	Lava	R	Arc, Ep, Idg, Chl, Esm	2	AM
PSR - 5	Lava	B	Chl, Esm, Zeo	3	AM
PSR - 16	Lava	D	Qz, Arc	4	VT, AM
PSR - 18	Lava	B	Chl, Esm	4	AM, MF
PSR - 27	Lava	R	Arc, Esm	3	MF
PSR - 28	Lava	D	Arc, Esm	4	VT
CMS - 02	Lava	D	Qz, Ser, Ep	4	VT, CT, MF
PSR - 12	Subvolcánica	AB	Esm, FeOx	3	MF
PSR - 21	Subvolcánica	AB	Ep, Act, Pump, Zeo	3	MF, AM
CMS - 06	Subvolcánica	AB	Ep, Act, Zeo	3	MF
PSR - 9	Piroclástica	R	Arc, Esm	2	VT, MF
PSR - 10	Piroclástica	D	Qz, Arc	3	AM
PSR - 15	Piroclástica	R	Qz, Zeo, Arc, Chl, Esm	5	VT, AM
PSR - 17	Piroclástica	D	Qz, Arc	1	VT
PSR - 20	Piroclástica	D	Ser, Arc, Qz	2	CT, MF
CMS - 25	Piroclástica	R	Qz	2	VT
CMS - 05	Piroclástica	A	Qz, Chl, Pump,	3	VT, AM, MF
CMS - 09	Piroclástica	A	Qz, Arc, Ser	1	VT, MF

4.3.3. Formación Lo Valle

De acuerdo con el trabajo en terreno y lo examinado a través de los cortes transparentes, se estableció que los sectores pertenecientes a Auco – Cerro La Monja y Cuesta Chacabuco pertenecen a unidades de la Formación Lo Valle según su ubicación y características microscópicas similares.

4.3.3.1. Lavas

Las rocas de estos sectores se caracterizan por presentar una mineralogía anhidra principalmente con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. La masa fundamental está compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa, minerales opacos y cristales de clinopiroxeno, sin embargo, la muestra PSR-1 muestra una masa fundamental mayoritariamente de vidrio muy alterado y textura intersertal (Figura 4.8). Si bien estas muestras presentan composiciones totalmente distintas (riolita y basalto), una característica general que comparten es la notoria diferencia de alteración entre los minerales ferromagnesianos, con olivinos fuertemente alterados y en algunos casos, como pseudomorfos de minerales opacos y óxidos de hierro, mientras que los piroxenos presentan una alta integridad y leve alteración a clorita-esmectita. En algunos casos las rocas de este sector contienen amígdalas de superficie irregular, que representan menos del 5% de la roca, rellenas de clorita-esmectita y ceolitas en los bordes de estas.

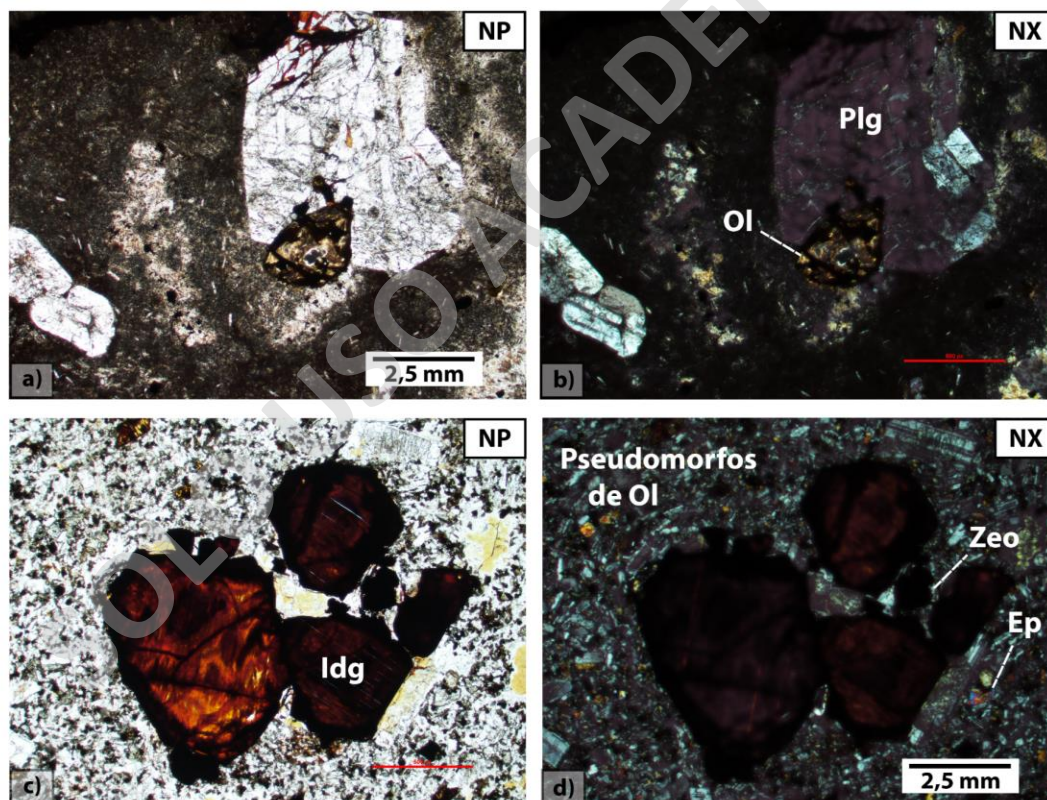


Figura 4.8 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de olivinos fuertemente alterado por minerales opacos y óxidos de hierro y pseudomorfos de olivino reemplazados por Iddingsita de la muestra PSR-1 y PSR-5 respectivamente.

Los fenocristales de plagioclasa representan aproximadamente el 15% de los fenocristales de la roca total. Se observan como cristales prismáticos de hasta 1 cm, presentando maclas polisintéticas en su mayoría y zonación en algunos casos. Estos cristales presentan una baja integridad en la parte interior del cristal, sin embargo, los bordes se presentan sin fracturas y bien conservados. La alteración principal es a sericita en las plagioclasas de grano grueso y de epidota en granos medios, evidenciando mínimo dos familias de estos cristales.

Los cristales de olivino se presentan tanto como fenocristales, representando aproximadamente un 10% de la roca, como insertos en la masa fundamental. La forma de los cristales en el mayor de los casos es subhedral, logrando distinguir en algunos casos el hábito prismático con puntas alargadas, característicos de estos minerales. Presentan una muy baja integridad, generando pseudomorfos rellenos por minerales opacos, óxidos de hierro e iddingsita (Figura 4.9).

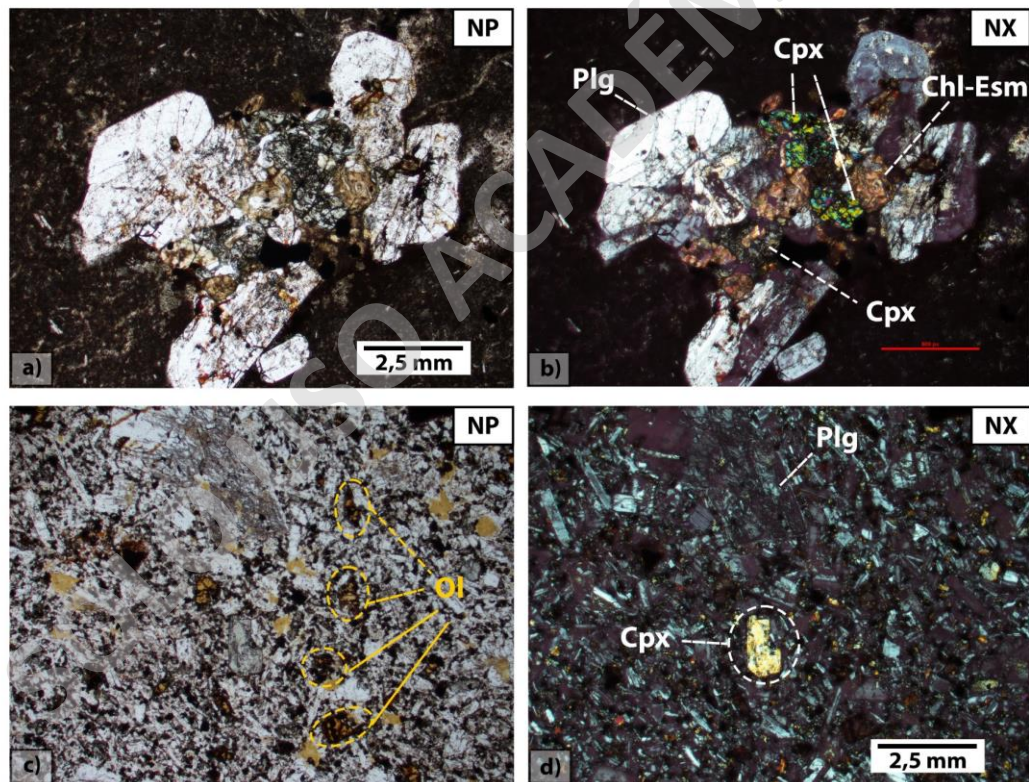


Figura 4.9 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de las lavas riolíticas y basálticas del sector de Auco y Chacabuco con textura glomeroporfírica de plagioclasas y piroxenos (Muestra PSR-1 y PSR-5).

Los fenocristales de clinopiroxenos son de granulometría media con un promedio de 0,5 mm, se presentan en cúmulos con plagioclasas generando una textura glomeroporfírica, como la muestra PSR-1, o de forma aislada como la muestra PSR-5. Presentan macla carlsbad y su alteración es más leve que a la que afecta a los olivinos, siendo principalmente de esmectita.

4.3.3.2. Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas de la Formación Lo Valle en su mayoría son tobas de lapilli de composiciones ácidas, que se exponen en afloramientos de grandes potencias y de una gran expansión en la mayor parte del área de estudio. La matriz de estas rocas está compuesta principalmente por vidrio volcánico que se encuentra alterado a arcillas y clorita-esmectita. Para este trabajo se seleccionaron 2 muestras de rocas piroclásticas para la descripción microscópica detallada (Figura 4.10).

Los fragmentos mayores de estas rocas son cristales, líticos y juveniles. Dentro de los cristales que se encuentran en las rocas piroclásticas, en mayor proporción se encuentra plagioclasa, constituyendo entre un 80% del total de los cristales, con una integridad media a baja, presentando tamaños variables de entre 0,1 a 1 mm y alteradas a sericita. Comúnmente presentan macla carlsbad o polisintéticas y texturas de zonación. En menor proporción se encuentran algunos cristales de piroxeno como pseudomorfos de minerales opacos y cuarzo.

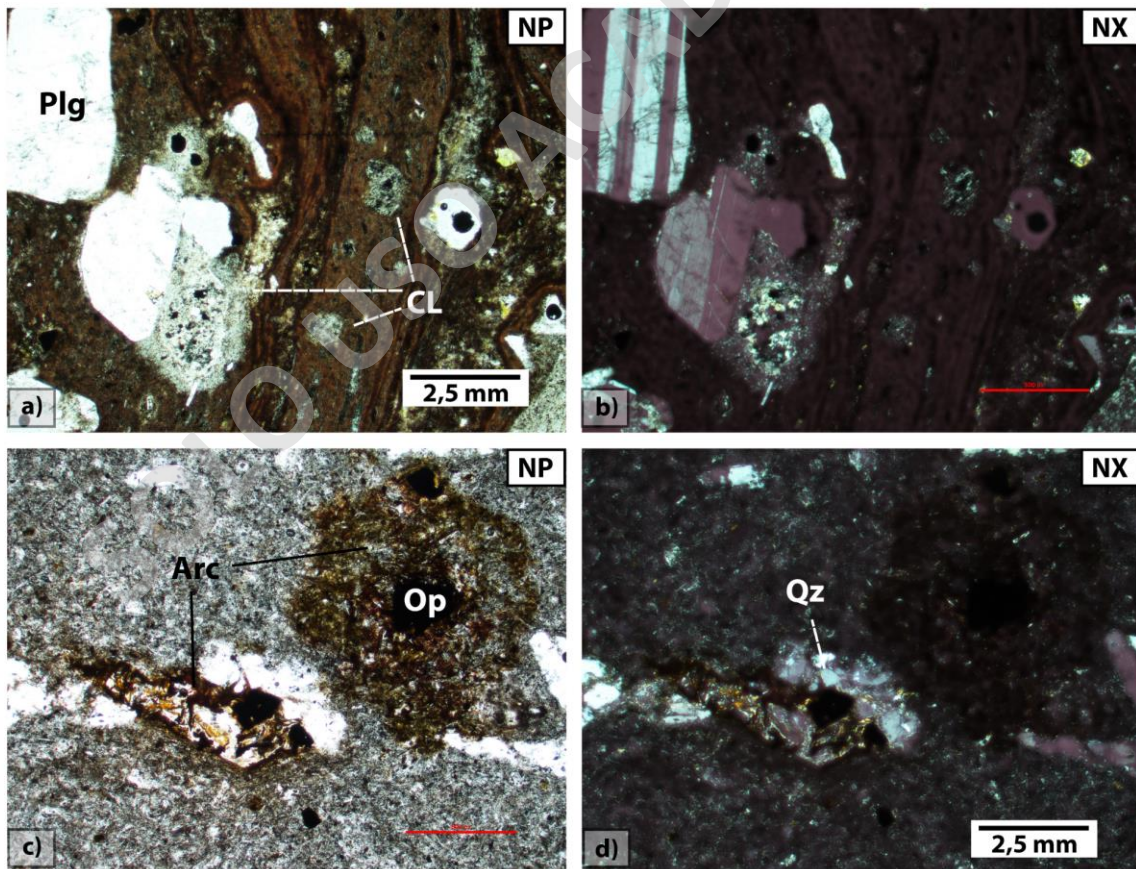


Figura 4.10 Microfotografías a nicols paralelos a-c) y cruzados c-d) de las rocas piroclásticas de la Formación Lo Valle. Muestra PSR-9 (a-b) con bandeamiento de flujo con fenocristales de plagioclasa y clastos. Muestra PSR-10 (c-d) con pseudomorfos de minerales remplazados por arcillas y vidrio.

Los fragmentos líticos presentan tamaños de hasta 2 mm y componen entre un 20% y 30% de la roca total. En algunos casos estos se presentan líticos de composición andesítica subangulosos con fenocristales de plagioclasas muy alterados a arcillas y sericita con escasa masa fundamental.

Los fragmentos juveniles se encuentran tanto en la matriz como parte de los fragmentos mayores. La muestra PSR-10 posee esquirlas en mayor parte en la matriz, en cambio la muestra PSR-9 se encuentran esquirlas y *fiamme* como fragmentos mayores y también como parte de la matriz, generando texturas eutaxíticas y texturas de flujo (Figura 4.11). Dentro de estas rocas se encuentran amígdalas rellenas de clorita - esmectita y vesículas de un tamaño promedio de 0,8 mm, generando texturas vesiculares y amigdaloidales.

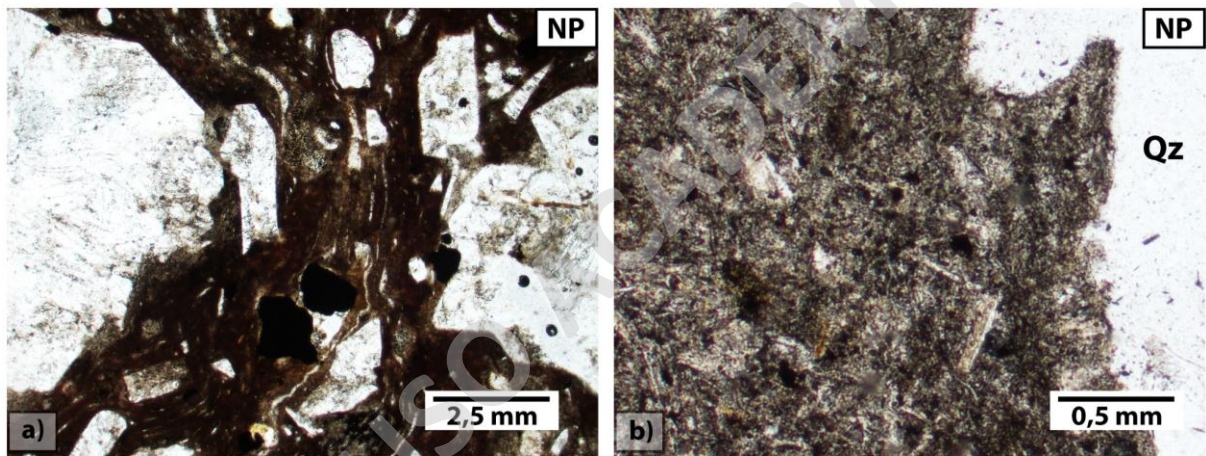


Figura 4.11 Microfotografías a nículos paralelos. a) Toba de lapilli lítica cristalina (PSR-9) con bandeamiento de flujo, fenocristales de plagioclasa y minerales opacos. b) Toba eutaxítica pumicea dacítica (PSR-10) con un gran porcentaje de esquirlas en su masa fundamental y cristal de cuarzo con embahiamiento.

4.3.4 Unidad Pocuro

De acuerdo con el trabajo en terreno y lo examinado a través de los cortes transparentes, se estableció que los sectores pertenecientes Cerro Lo Aguirre – Pocuro y Cerro El Castillo – Tres Negros forman parte de la Unidad Pocuro, según su ubicación y características microscópicas similares.

4.3.4.1. Lavas

Las lavas de la Unidad Pocuro (PSR-16, PSR-18, PSR-27, PSR-28 y CMS-02) se presentan principalmente con texturas porfíricas con fenocristales que corresponden casi totalmente a plagioclasa de hasta 0,5 cm insertos en una masa fundamental de textura felsítica con microlitos de plagioclasa, cuarzo, vidrio y opacos. La proporción de fenocristales versus la masa fundamental suele ser de un 15% y 85% respectivamente. En estas rocas existe una baja a nula presencia de minerales máficos, a excepción del basalto de la muestra PSR-18 (Figura 4.12), el cual presenta composiciones más básicas con pseudomorfos de olivino sustituidos por minerales opacos y pequeños piroxenos que se presentan en cúmulos con cristales de plagioclasa generando texturas glomeroporfíricas, además de un pequeño porcentaje de hornblendas (<3%), esta muestra además es la única que presenta textura intergranular

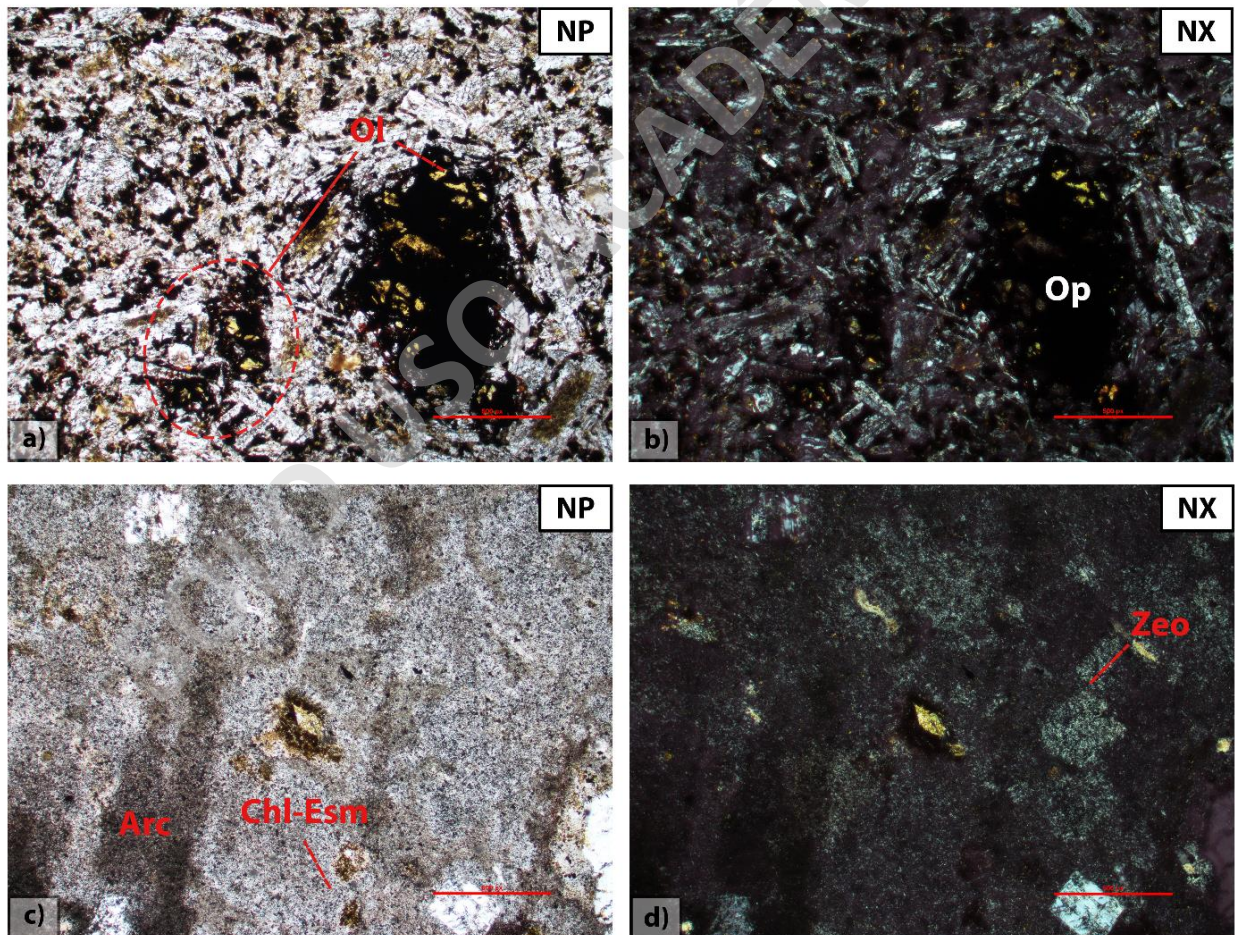


Figura 4.12 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de pseudomorfos de olivinos reemplazados por minerales opacos y alteración de arcillas y clorita – esmectita en la masa fundamental de las muestras PSR-18 y PSR-27.

Los fenocristales de plagioclasa constituyen entre un 10% a 15% del total de la roca, se presentan con formas euhedrales a subhedrales. En algunos casos se encuentran en cúmulos con otros minerales o de manera aislada en la masa fundamental. Presentan una integridad media-alta, con leves fracturas cuando se encuentran en cúmulos. Estos cristales presentan zonación y, en algunos casos, bordes de reabsorción.

En estas rocas se observan pseudomorfos de piroxenos tabulares, sin embargo en la mayoría de los casos no se puede definir qué tipo de piroxeno es debido a que se encuentran muy alterados a clorita – esmectita.

La muestra PSR-16 muestra características distintivas respecto de las rocas de esta unidad, principalmente se observa una “mezcla” de masas fundamentales, las cuales son atravesadas por un gran porcentaje de vetillas de cuarzo. Además, en esta muestra se encuentran texturas traquíticas donde las plagioclasas presentan una orientación fluidal.

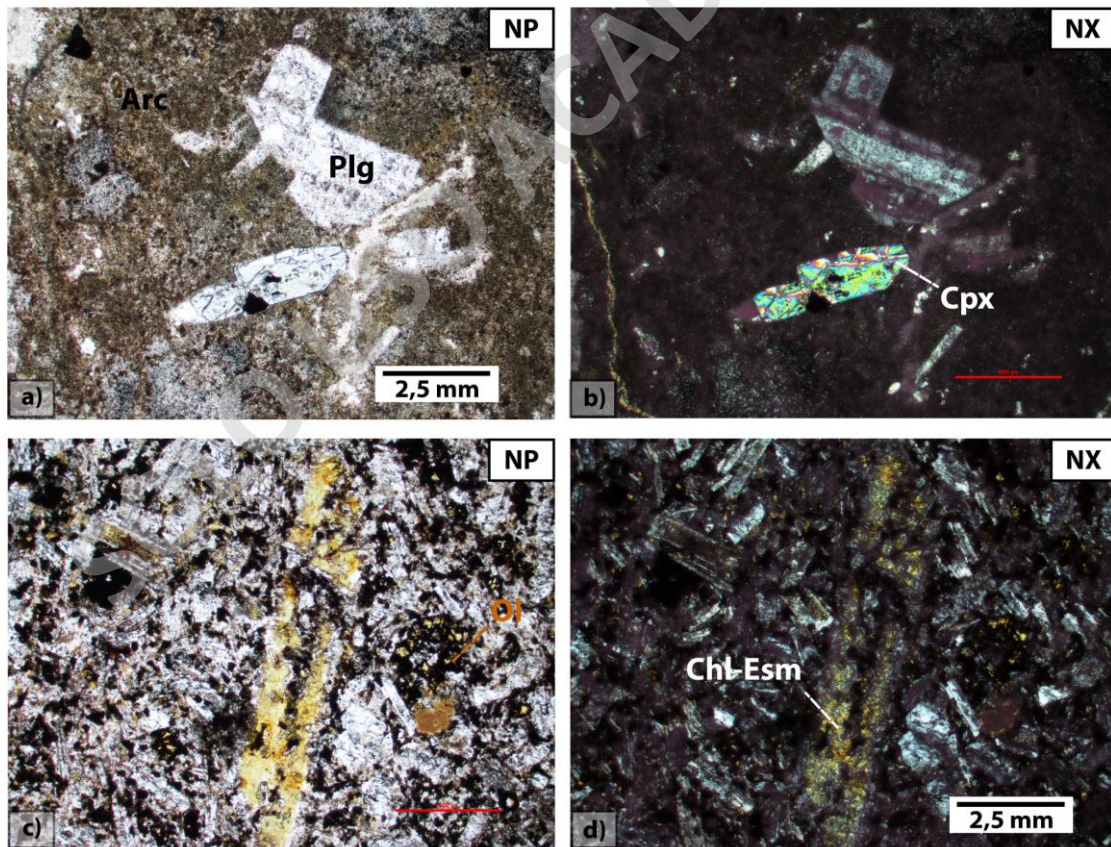


Figura 4.13 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados c-d) de fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno de la muestra PSR-28 y alteración de clorita-esmectita en la muestra PSR-18.

El principal mineral de alteración que presenta este tipo de rocas corresponde a epidota, el cual altera selectivamente a una familia de fenocristales de plagioclasas (Figura 4.13), mientras que la clorita-esmectita altera a otra familia de estos fenocristales y piroxenos. En la masa fundamental la alteración es principalmente de clorita – esmectita y arcillas.

4.3.4.2 Rocas piroclásticas

Las rocas piroclásticas de la Unidad Pocuro reconocidas en terreno van desde brechas líticas a tobas de lapilli tanto líticas como vítreas. La descripción detallada de 6 rocas piroclásticas se realizó a las muestras PSR-17, PSR-25, PSR-15, PSR-20, CMS-05 y CMS-09, que permiten distinguir tres tipos de litologías piroclásticas. En primer lugar tobas soldadas, como segundo grupo, tobas líticas - cristalinas y finalmente brechas de composición intermedia.

Las muestras PSR-17 y PSR-25 corresponden a tobas de lapilli eutaxíticas, compuestas por fragmentos mayores de juveniles, líticos y cristales, con tamaños que varían de hasta 0,1 mm a 1 cm. La matriz está compuesta principalmente de vidrio volcánico muy alterado a arcillas y presenta vetillas de hasta 5 cm de longitud de cuarzo y minerales opacos (Figura 4.14).

Existe un alto porcentaje de fragmentos juveniles, con *fiamme* de hasta 5 cm de extensión alteradas a esmectita y otras arcillas, generando en la roca una textura eutaxítica. Además, estas muestras presentan cristales juveniles de plagioclasa constituyendo hasta un 10% del total de la roca, con tamaños que varían entre 0,1 mm y 1 mm, y una integridad media, que en algunos casos se encuentran alteradas a sericita. En la muestra PSR-25 se observa que el bandeamiento de flujo que presentan las rocas y las *fiamme* pasan por alrededor de estos cristales de plagioclasa. En un porcentaje menor se encuentran cristales de cuarzo de hasta 0,5 mm, algunos embahados generando texturas de bordes de reabsorción. La matriz de estas rocas está compuesta principalmente de vidrio volcánico con texturas de flujo, además de algunos cristales muy pequeños de plagioclasa y cuarzo.

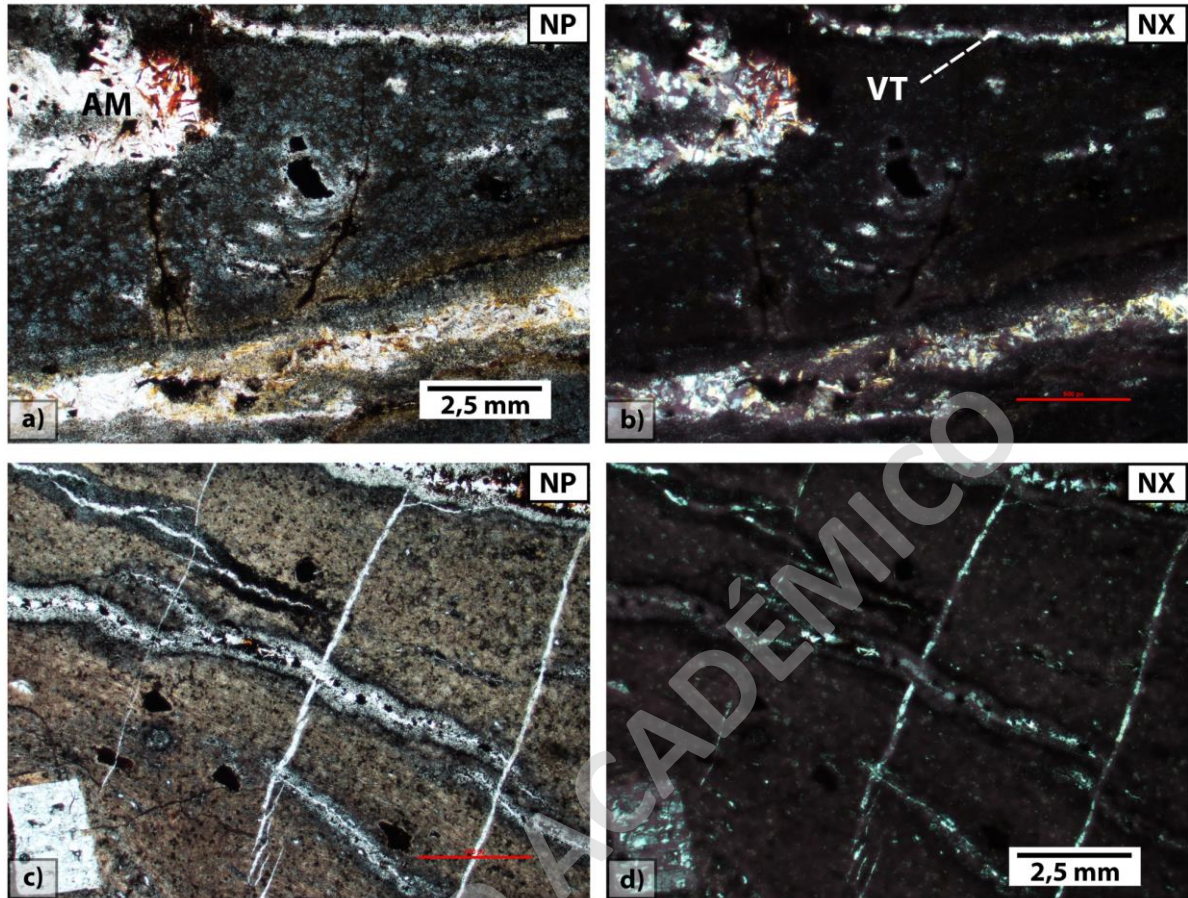


Figura 4.14 Microfotografías a nícoles paralelos a-b) y cruzados c-d) de las texturas de flujo y eutaxíticas de las muestras PSR-17 y PSR-25. Se logran observar grandes *fiamme* cortadas por vetillas rellenas de cuarzo.

La muestra PSR-17 presenta un gran porcentaje de vesículas con bordes irregulares y superficies rugosas, se encuentran rellenas principalmente de cuarzo y minerales de alteración como ceolitas, arcillas y esmectita, generando texturas amigdaloidales y vesiculares.

Dentro de las rocas piroclásticas de la Unidad Pocuro se encuentran también tobas de lapilli líticas y cristalinas de composiciones dacíticas, correspondientes a las muestras PSR-15 y PSR-20. Los cristales más abundantes de estas rocas corresponden a plagioclasas, constituyendo hasta un 30% del total de la roca. Presentan tamaños variables de 0,1 mm hasta 1 cm y alteración a sericita y en algunos casos, epidota. La integridad varía en cada muestra, presentándose en la muestra PSR-15 muy baja, incluso generando pseudomorfos y en la PSR-20 con una integridad muy alta, con leves fracturas (Figura 4.15).

En la muestra PSR-20 se logra diferenciar 2 tipos de fragmentos líticos volcánicos, distinguidos principalmente por las tonalidades presentes en la matriz. Los líticos con una matriz muy oxidada presentan un gran porcentaje de cuarzo y plagioclasa, y suelen ser bastante redondeados. Existen otros líticos con una matriz de tonalidades oscuras, que presentan minerales opacos y nula ocurrencia de cristales de plagioclasa.

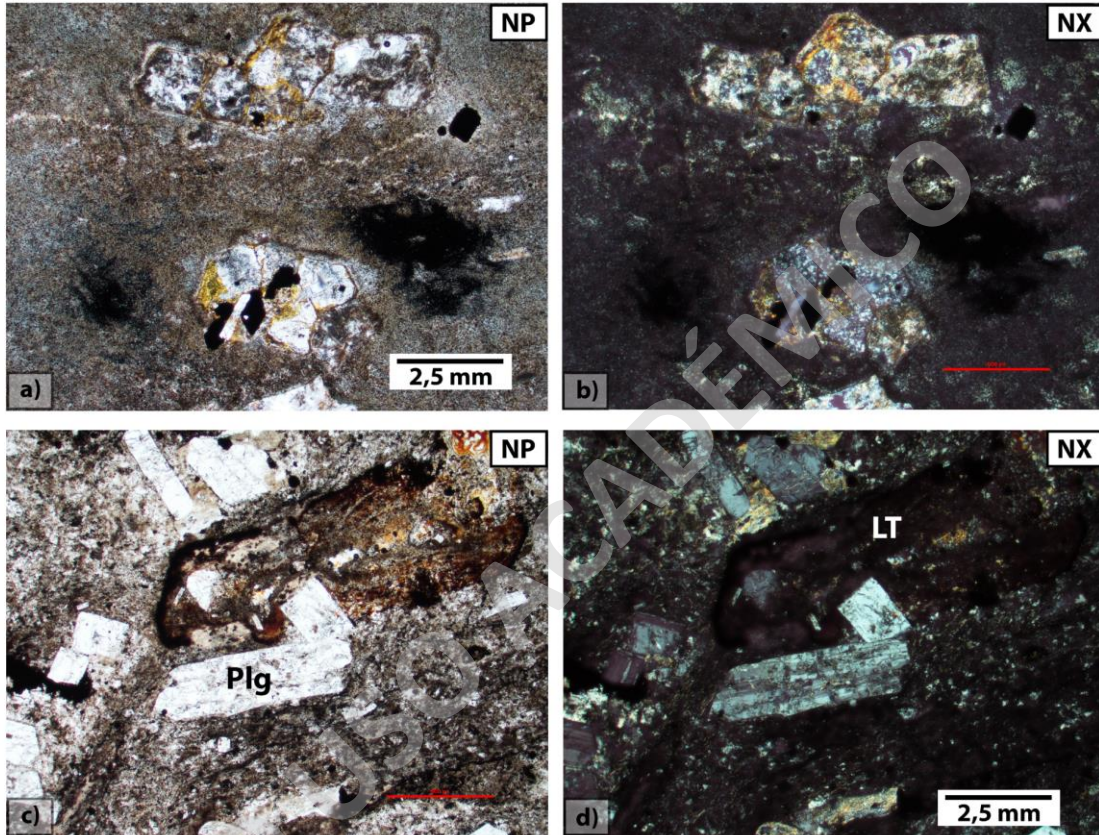


Figura 4.15 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados b-d) de las muestras CMS-02 y PSR-20. Se observan los distintos grados de integridad de las plagioclasas.

Existen otras rocas piroclásticas de la Unidad Pocuro que presentan composiciones intermedias a básicas y fragmentos mayores de tamaños tipo bomba, denominándose brechas de lapilli (Figura 4.16; CMS-05 y CMS-09). Estas rocas se caracterizan por presentar líticos volcánicos de hasta 1 cm, donde se reconocen mínimo tres tipos; líticos volcánicos con un gran porcentaje de cuarzo muy alterados a clorita, ceolita y sericita, son subredondeados con tonalidades blanquecinas; otros líticos volcánicos angulosos de tonalidades negras, presentan fenocristales de plagioclasa y un gran porcentaje de minerales opacos; y algunos líticos de composición andesítica.

Estas brechas tienen un bajo porcentaje de cristales alcanzando como máximo un 10% del total de la roca, siendo principalmente fenocristales de plagioclasas y piroxenos. Presentan fragmentos juveniles de escoria, de tonalidades oscuras, con bordes irregulares y abundantes vesículas. La matriz está compuesta principalmente por microlitos de cuarzo y opacos, vidrio alterado a arcillas y esquirlas.

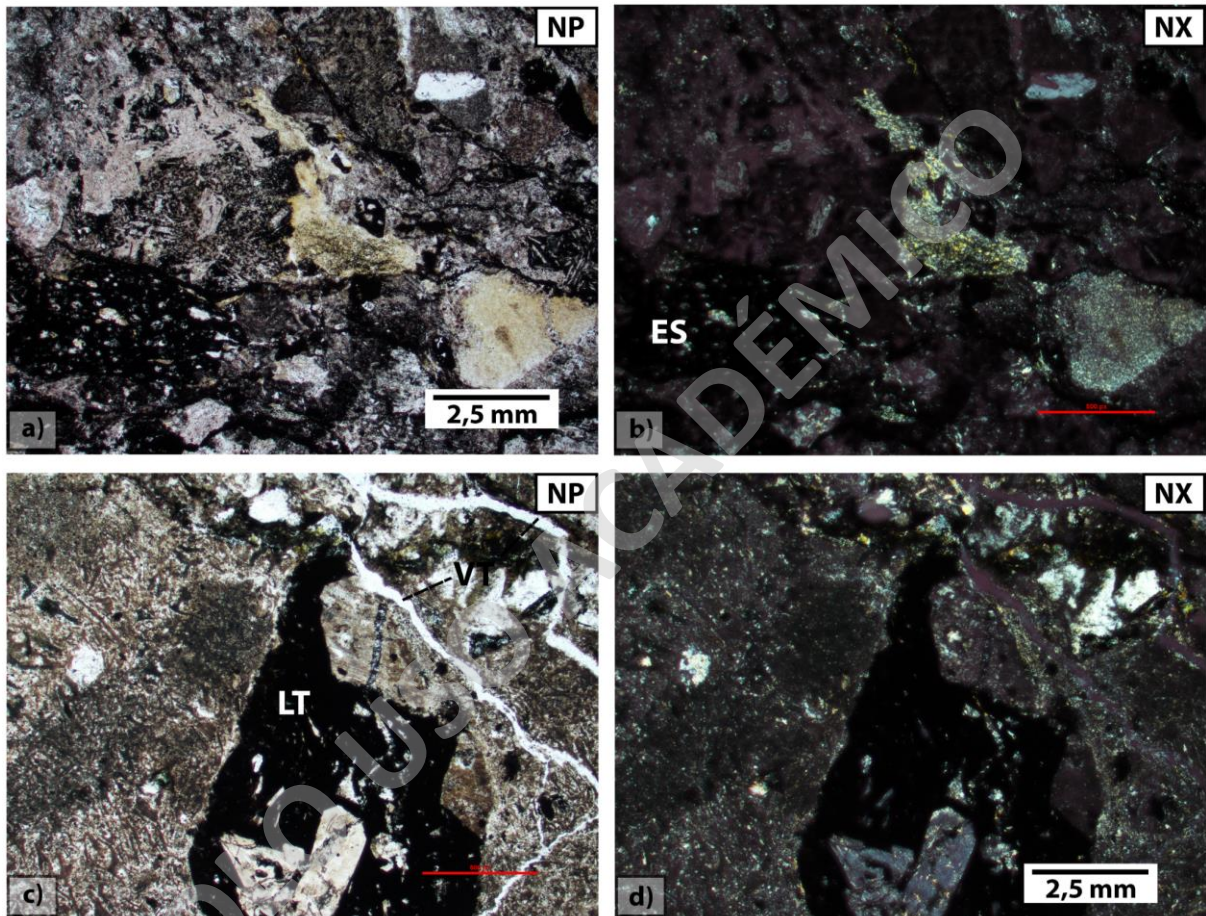


Figura 4.16 Microfotografías a nícoles a-c) y cruzados b-d) de la matriz y fragmentos líticos de las rocas CMS-05 y CMS-09. Se logran observar una gran presencia de esquirlas, vetillas y minerales opacos.

4.3.5 Intrusivos Hipabisales

Los intrusivos presentes en el área de estudio están representado por las muestras CMS-06, PSR-12 y PSR-21 (Figura 4.17). La principal característica que define a este grupo es la ocurrencia de cristales de hornblenda y biotita. Ambos minerales se presentan como fenocristales de hasta 2 cm insertos en una masa fundamental de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos, la cual se encuentra alterada a arcillas, epidota y actinolita. Las muestras estudiadas presentan texturas amigdaloidales rellenas de ceolitas y actinolitas y bordes de reacción en cristales de biotita y hornblenda.

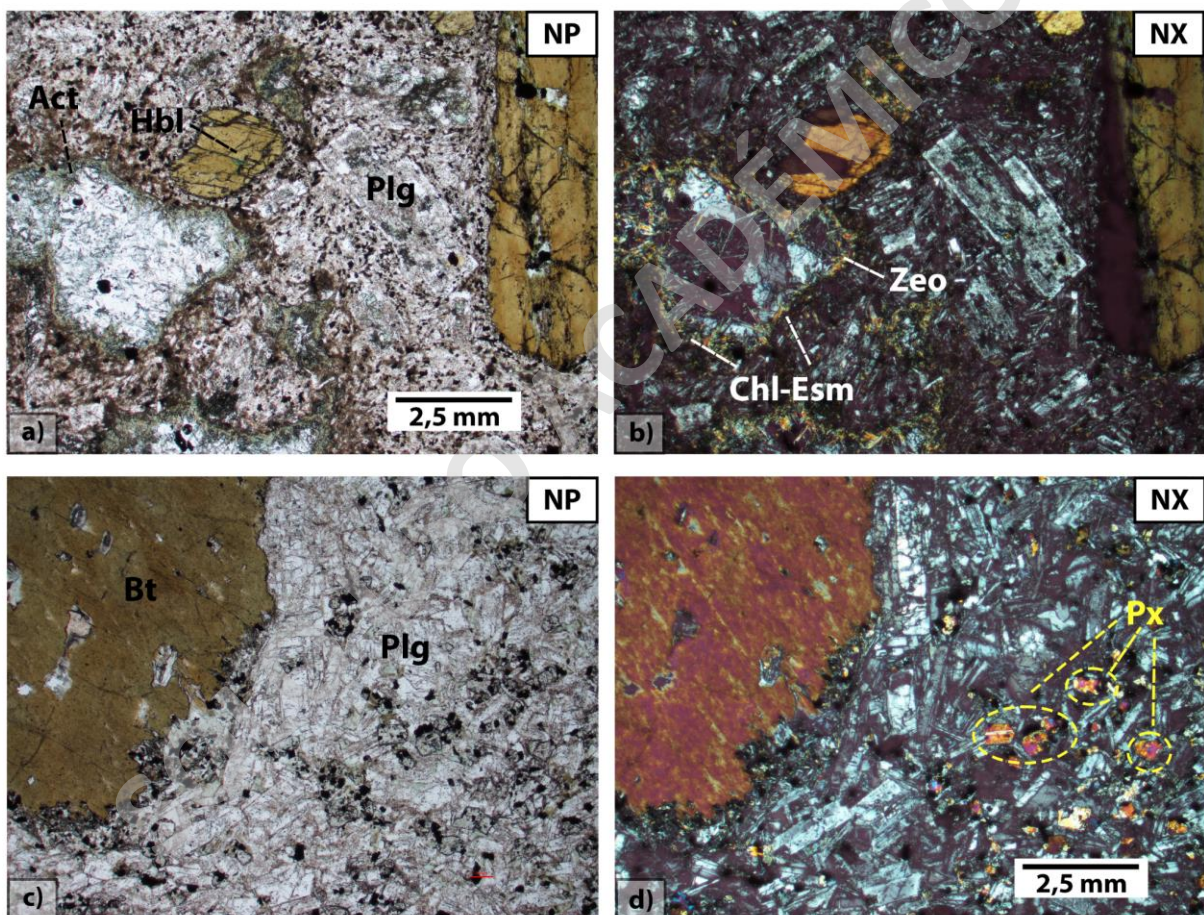


Figura 4.17 Microfotografías a nícoles paralelos a) y cruzados b) de fenocristales de hornblenda y amígdalas rellenas de clorita, esmectita y ceolitas. Microfotografías a nícoles paralelos c) y cruzados d) de fenocristales de biotita y cristales de piroxenos insertos en la masa fundamental.

En general, poseen texturas porfíricas e hipocristalinas, donde los fenocristales de hornblenda corresponden entre un 10% y 15% del total de la roca. Se presentan de formas prismáticas, y en algunos casos con maclas simples. En la muestra CMS-06, es posible diferenciar dos familias de hornblendas según tonalidades y minerales de alteración, siendo unas de colores pardos y otras de colores verdosos (Figura 4.18).

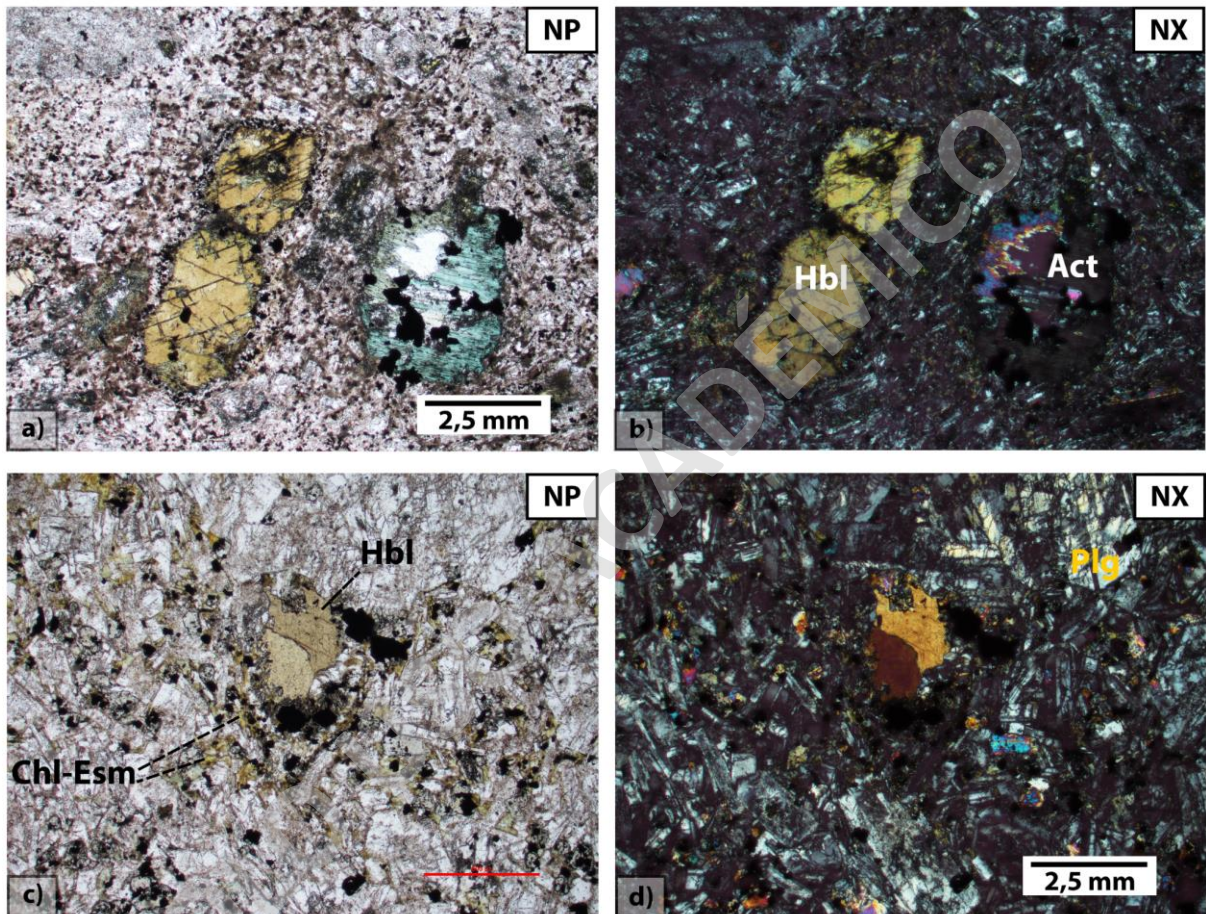


Figura 4.18 Microfotografías a nícoles paralelos a) y cruzados b) de dos familias de hornblenda, en tonos pardos y en tonalidades verdosas alterando a piroxenos. Microfotografías a nícoles paralelos c) y cruzados d) de cristales de piroxenos hornblenditizados.

Los fenocristales de biotita componen el 10% de los fenocristales de la roca. Se observan como cristales alargados de hasta 2 cm con bordes de reacción, donde se exhibe una zona de contacto marcada por un borde fino de biotita un poco más oscura y luego una banda de grano más fino donde abundan minerales opacos (Figura 4.19). Es posible encontrar bordes de descomposición a minerales opacos en todas las muestras de este grupo, incluso también en minerales de anfíbola.

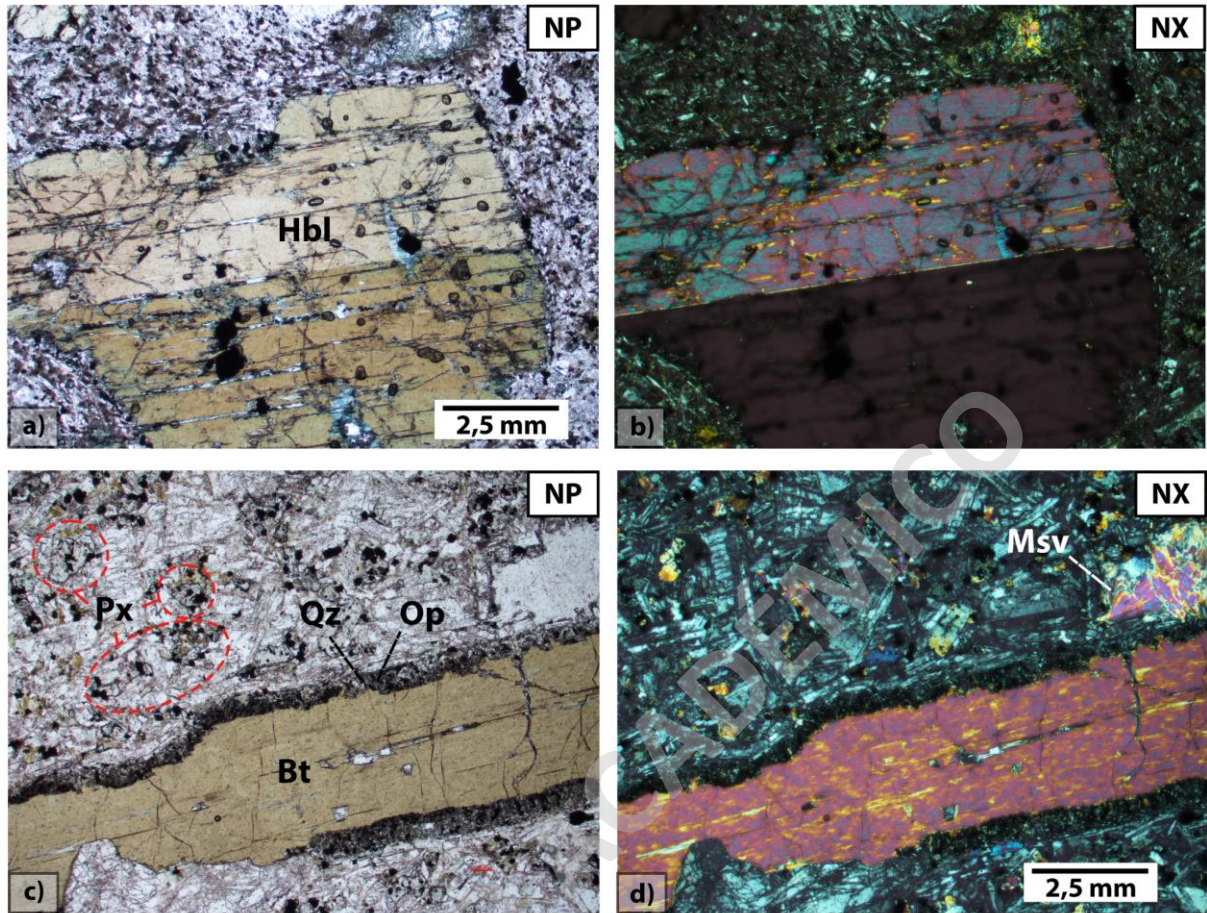


Figura 4.19 Microfotografías a nícoles paralelos a-c) y cruzados b-d) de fenocristales de biotita con textura de reacción con minerales opacos y cuarzo de las muestras PSR-21 y CMS-06. Se identifican cristales de Px: Piroxeno y Msv: Muscovita en la masa fundamental de estas muestras.

En la muestra CMS-06 los cristales de piroxenos se encuentran como fenocristales, correspondientes a menos del 10% de la roca total. Se observan con tamaños que van desde los a los 0,5 mm. con maclas simples y en algunos casos zonados, presentan leves fracturas y se encuentran aislados o en cúmulos con hornblendas. En algunos casos es posible observar pseudomorfos de piroxenos hornblenditizados (uralita). Para la muestra PSR-21 estos minerales se encuentran dispersos tanto en la masa fundamental (Figura 4.20), logrando alcanzar un 20% de esta, con tamaños que no superan los 0,2 mm, como en fenocristales, con tamaños de hasta 0,8 mm, pero manteniendo un menor tamaño comparado con las hornblendas.

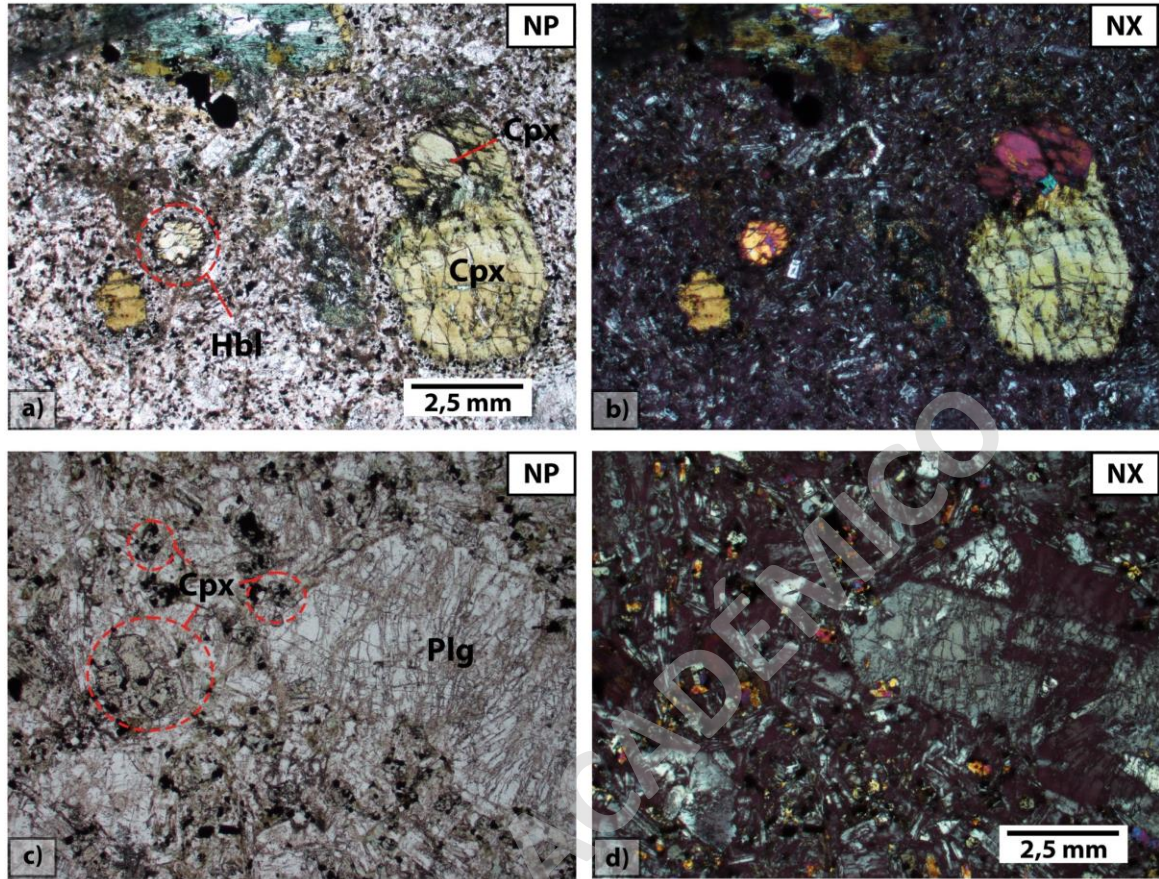


Figura 4.20 Microfotografías a nículos paralelos a) y cruzados b) de fenocristales de piroxenos zonados y hornblendas. Microfotografías a nículos paralelos c) y cruzados d) fenocristales de plagioclasas y de clinopiroxenos insertos en la masa fundamental.

5 GEOQUÍMICA

5.1 Generalidades

Se presenta la caracterización geoquímica de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP), en base a análisis de concentraciones de elementos mayores, traza y tierras raras, con el fin de establecer las principales características de los magmas generadores de estas unidades e inferir modelos petrogenéticos.

Se realizaron análisis geoquímicos de roca total en 2 muestras de la Formación Lo Valle, 5 de la Unidad Pocuro y 3 de los Intrusivos Hipabisales, mediante ICP-OES e ICP-MS en Acme Laboratorios, Vancouver, Canadá. Las muestras escogidas se eligieron mediante criterios de alteración, litología y composición, priorizando lavas con alteraciones bajas e intentando abarcar todo el espectro composicional, de manera que sea lo más representativo de cada unidad. La baja representación de rocas de la Formación Lo Valle se debe a la escasa presencia de afloramientos de lavas e intensa alteración. Los métodos analíticos se describen en el Anexo A y los resultados de los análisis químicos en el Anexo E.

De acuerdo con la descripción petrográfica de cortes transparentes (Anexo D), las muestras corresponden a 6 lavas, 3 rocas subvolcánicas y 1 roca piroclástica, donde todas ellas presentan un bajo contenido de LOI (menor a 3,7%; Figura 5.1) por lo que se consideró el total de las rocas para el análisis geoquímico de elementos mayores. Para el tratamiento de los datos que se presentan a continuación, los análisis fueron recalculados a una base anhidra al 100%. Para el análisis de elementos mayores se trabaja en porcentaje en peso (%wt) y para los elementos traza en partes por millón (ppm). En este trabajo el hierro total se ha expresado como Fe_2O_3 .

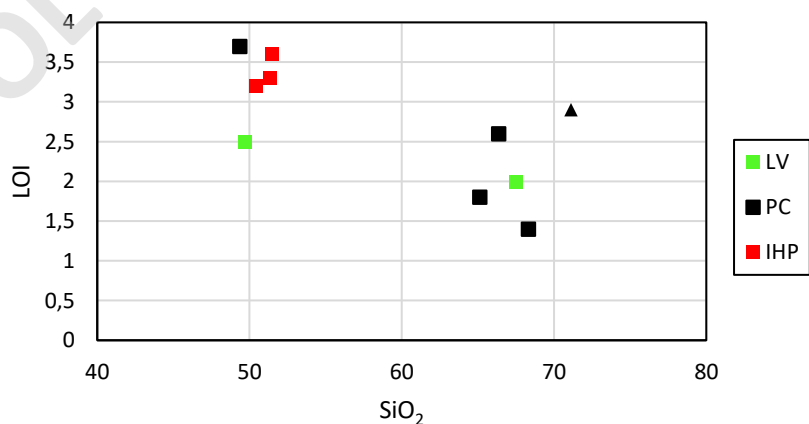


Figura 5.1 Gráfico LOI vs SiO₂ de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

5.2 Elementos Mayores

Las lavas de la Formación Lo Valle exhiben un contenido de SiO_2 que varía entre 49% y 67%, lo que permite clasificar a las muestras según el diagrama de TAS (Le Bas *et al.*, 1986; Figura 5.2) como basaltos y riolitas, con un contenido de álcalis que varía entre 5% y 8% ubicándose en el campo de la serie subalcalina (Irvine & Baragar, 1971). A partir de este diagrama se logra observar una ausencia de rocas de composición andesítica, generando un *gap* de composición de sílice entre 52% y 68%.

Para la Unidad Pocuro se observa una tendencia a composiciones más ácidas, presentando contenidos de sílice entre 49% y 68%, donde las lavas se distribuyen tanto en el campo básico como ácido, pero con una leve diferencia en los contenidos de álcalis (5% - 9,5%), con lo que dos muestras se ubican en el campo alcalino y tres en el subalcalino. La toba analizada, en comparación a las lavas, es de una composición riolítica, presentando los contenidos de SiO_2 más elevados de los análisis realizados en esta unidad. Al igual que en la Formación Lo Valle, se observa un vacío de composiciones intermedias, sin embargo, no es posible descartar sólo en base a la geoquímica que este *gap* composicional corresponda a un sesgo en el muestreo.

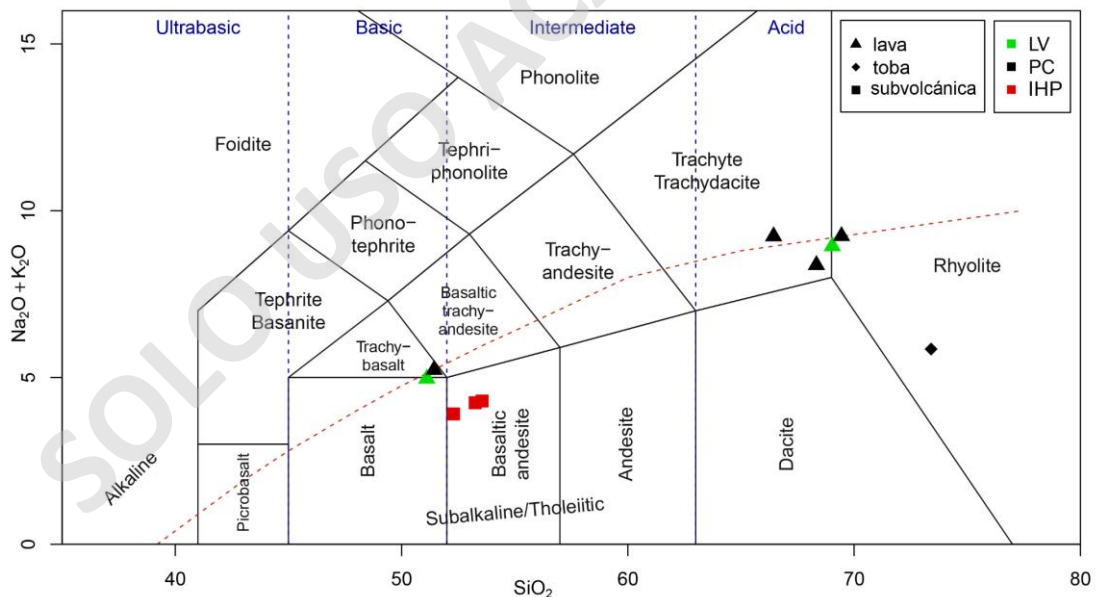


Figura 5.2 Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para rocas ígneas extrusivas. La línea segmentada roja indica el límite entre los campos de la serie alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971). LV: Formación Lo Valle, PC: Unidad Pocuro, IHP: Intrusivos Hipabisales.

Las rocas que representan los Intrusivos Hipabisales exhiben un contenido de sílice acotado al campo de andesitas basálticas, con rangos que van desde a desde los 53% a 55% y con bajo contenido de álcalis, siendo estas rocas las de menor concentración de todo el universo de rocas muestreadas.

El diagrama de clasificación AFM de Irvine & Baragar (1971; Figura 5.3a) muestra que la mayoría de las rocas analizadas pertenece a la serie calcoalcalina, a excepción de una toba y una lava de la Unidad Pocuro, que muestran afinidad por la serie toleítica. Esta clasificación también se evidencia en el diagrama de K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976; Figura 5.3b) donde la mayor cantidad de muestras se ubican en el campo de la serie calcoalcalina y la serie calcoalcalina con alto K, a excepción de una muestra de roca subvolcanica que se ubica en el campo toleítico.

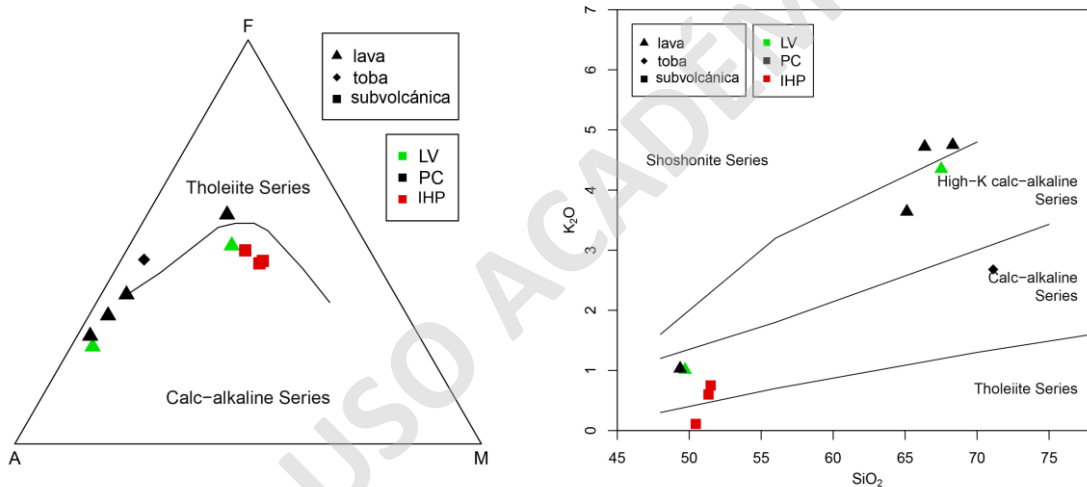


Figura 5.3 a) Diagrama de clasificación AFM con los límites calcoalcalino y toleítico de Irvine & Baragar (1971) de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP) A: Na_2O+K_2O ; F: Fe_2O_3 ; M: MgO . B) Diagrama de clasificación K_2O vs SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) para muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

Los diagramas de variación de elementos mayores o diagramas Harker se realizan con respecto al SiO_2 para analizar posibles tendencias de contenido respecto a la diferenciación, sin embargo, debido a la nula presencia de muestras de composición intermedia resulta dificultoso poder observar dichas tendencias de forma nítida. A grandes rasgos, ambas unidades se comportan de manera similar, los óxidos de CaO y MgO presentan un patrón aparentemente decreciente con el aumento de sílice y una dispersión de datos baja. Este patrón se repite para el Al_2O_3 . Tanto el TiO_2 y como el Fe_2O_3 presentan una correlación fuertemente decreciente al aumentar el contenido de sílice en la roca, y se observa que los contenidos son más altos para la Unidad Pocuro, con una dispersión de datos baja, en comparación con el MnO el cual presenta una alta dispersión

de datos. Por otro lado, el K_2O presenta una correlación positiva con el aumento de SiO_2 y una baja dispersión de los datos a diferencia del Na_2O , el cual también presenta un comportamiento creciente.

El diagrama de Harker de P_2O_5 presenta un patrón no muy definido, sin embargo, aparentemente tiende a decrecer a medida que aumenta la sílice y que la Unidad Pocuro presenta mayores concentraciones de este óxido, mientras que las rocas subvolcánicas presentan menores concentraciones.

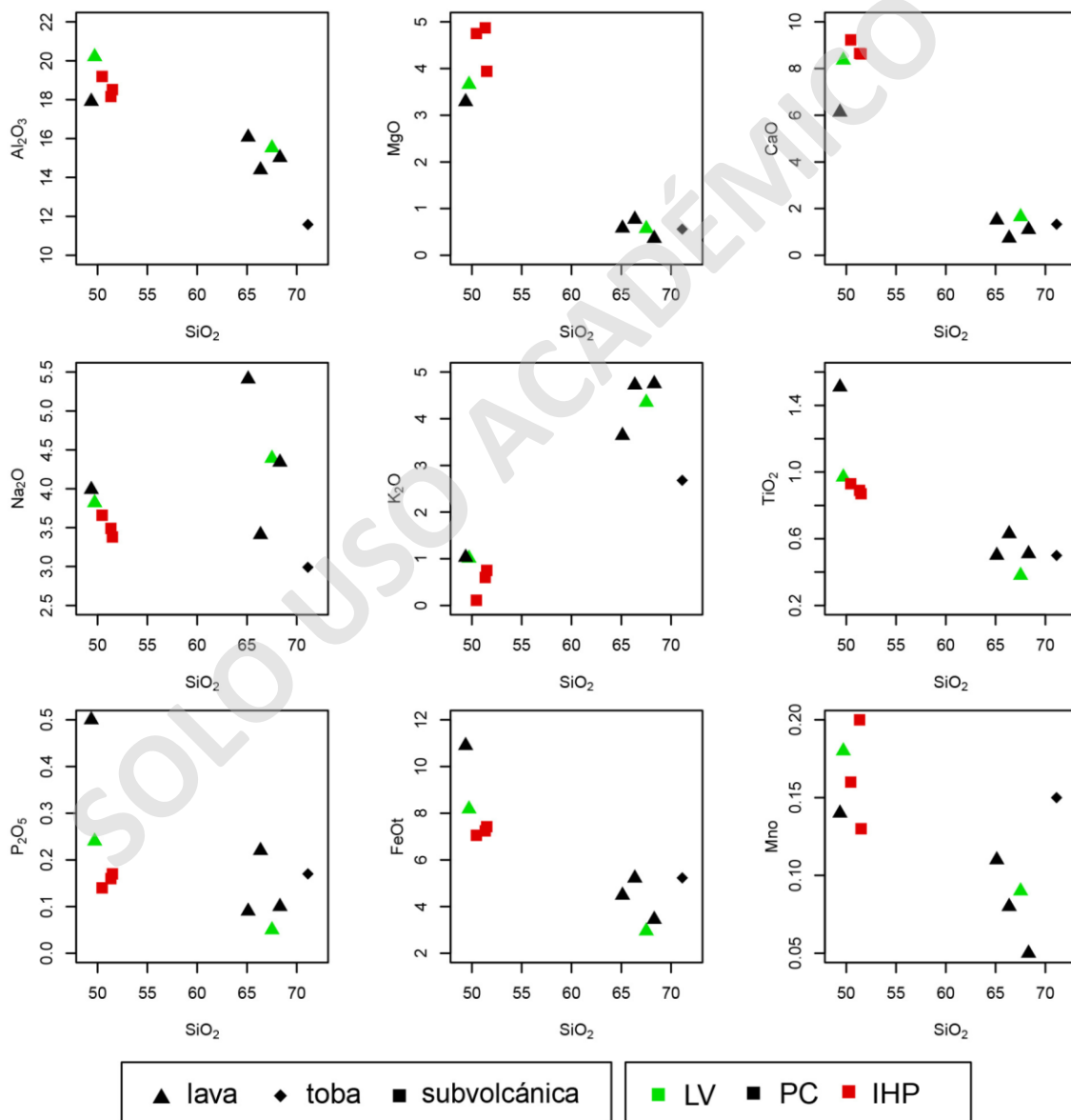


Figura 5.4 Diagramas de variación de elementos mayores respecto a SiO_2 para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

A partir de estos diagramas, se puede observar que las lavas correspondientes a la Formación Lo Valle presentan rangos más altos de MnO, Al₂O₃ y CaO que las correspondientes a la Unidad Pocuro en el espectro básico. Esta última en cambio presentan rangos más altos de Fe₂O₃, P₂O₅ y TiO₂ en los miembros tanto básicos como ácidos.

Con respecto a los Intrusivos Hipabisales, estos al no tener dispersión de datos y presentar contenidos de SiO₂ bastante similares, los diagramas Harker no resultan útiles, sin embargo, se observa gráficamente que los contenidos de estas rocas presentan leves variaciones de los óxidos con respecto a las expresiones básicas de la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro, siendo las más notables el mayor contenido de MgO y menor en P₂O₅.

5.3 Elementos Traza

5.3.1 Elementos Compatibles

Se consideran elementos compatibles con minerales máficos primarios el Co, Cr, Ni, Sc y V. En la Figura 5.5 se muestra el comportamiento de las muestras respecto a solo algunos de los elementos compatibles antes nombrados, ya que para el Cr y el Ni su contenido se encuentra bajo el límite de detección, <0,002 y <20 ppm respectivamente.

Para los tres elementos se observa un comportamiento decreciente al aumentar el contenido de sílice tanto para la Formación Lo Valle como para la Unidad Pocuro. La dispersión de los datos es baja a excepción del Sc, donde para las muestras ácidas se observa una mayor dispersión. Solo en el caso de la concentración de V es ligeramente mayor para las muestras de Lo Valle, sin embargo, para el Sc y el Co, parece haber una tendencia a mayores concentraciones en la Unidad Pocuro en el espectro básico.

Para las rocas subvolcánicas los patrones son constantes, pero similares en concentración a las otras unidades, a excepción del Sc, donde se observa una diferencia significativa presentando menores concentraciones con sus pares básicas. Este comportamiento sucede también en el V, sin embargo, la diferencia no es tan significativa.

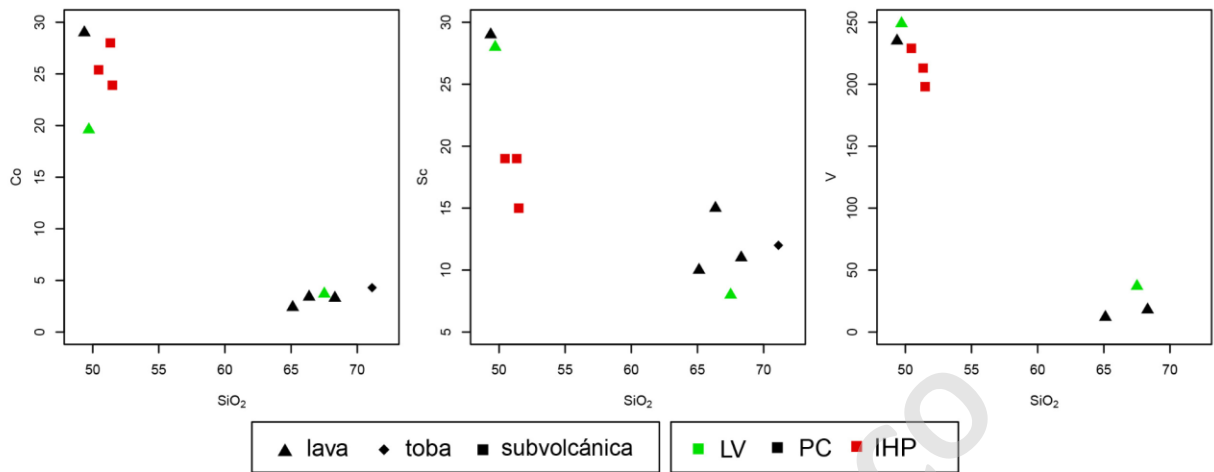


Figura 5.5 Diagramas de variación de elementos compatibles respecto a SiO₂ para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

5.3.2 Elementos LILE (Large Ion Lithophile Elements)

Los elementos *LILE* se caracterizan por presentar un comportamiento altamente incompatible en fundidos silíceos y altamente móvil en presencia de fundidos, debido a su gran radio. Elementos de este grupo son el Ba, Rb y Sr, los que se revisan a continuación.

Los diagramas Harker para los tres elementos (Figura 5.6) presentan patrones donde en general, el elemento Rb muestra una tendencia creciente con el aumento del SiO₂ con una dispersión alta de datos para las expresiones ácidas y el Sr una tendencia decreciente con una dispersión de datos baja. Se observa también que para la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro, a excepción de solo una muestra, los valores son bastante constantes para el Ba manteniéndose en un rango promedio de 500 ppm. La concentración de Sr parece ser levemente mayor en rocas básicas de la Formación Lo Valle, caso contrario a lo que sucede con el Ba donde tiende a ser menor en esta formación.

Con respecto a las rocas subvolcánicas se observa también que estas rocas presentan concentraciones menores para los elementos Ba y Rb, y mayores para el Sr, con valores que llegan casi a los 100 ppm, en comparación a las otras dos unidades en sus espectros básicos.

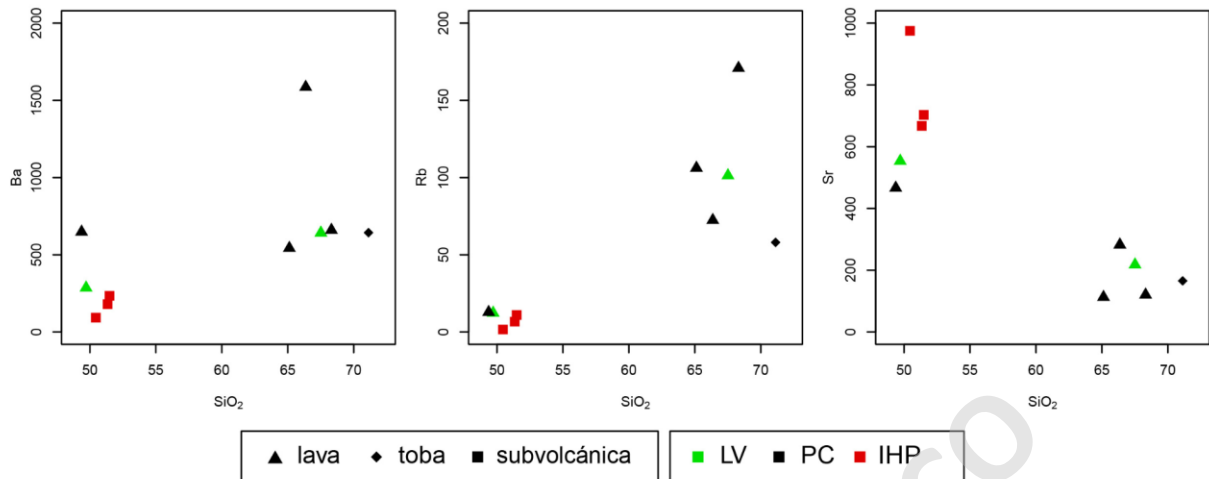


Figura 5.6 Diagramas de variación de elementos *LILE* (Ba, Rb y Sr) respecto a SiO₂ para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

5.3.3 Elementos HFSE (High Field Strength Elements)

Los elementos *HFSE* se caracterizan por presentar bajos radios y altas cargas iónicas, generando que este grupo de elementos sea altamente incompatible con fases minerales silicatadas. Dentro de este grupo se encuentran los elementos Y, Ta, Nb, Zr, Hf y Th representados en los diagramas Harker de la Figura 5.7.

Los diagramas Harker muestran en general un comportamiento creciente con el aumento de la sílice para las muestras de la Formación Lo Valle. Para la Unidad Pocuro ocurre un comportamiento similar, donde se observa un considerable aumento de las concentraciones de *HFSE* a medida que aumenta la sílice, sin embargo, existen dos muestra (PSR-15 y PSR-16) que parecen aumentar muy levemente sus concentraciones, quedando casi con los mismos rangos de concentración de las expresiones más básicas. Estas diferencias en la Unidad Pocuro generan una dispersión muy alta en todos los elementos, a excepción del Y, el cual presenta un rango constante entre los 35 y 45 ppm.

Se puede observar que las muestras de la Unidad Pocuro muestran mayores concentraciones de los elementos *HFSE* en comparación a las muestras de la Formación Lo Valle en el espectro básico. Con respecto a las muestras subvolcánicas estas se encuentran con menores concentraciones en todos los elementos, con una notable diferencia con las demás unidades en el Y, con valores en torno a los 10 ppm versus los 40 ppm de la Unidad Pocuro.

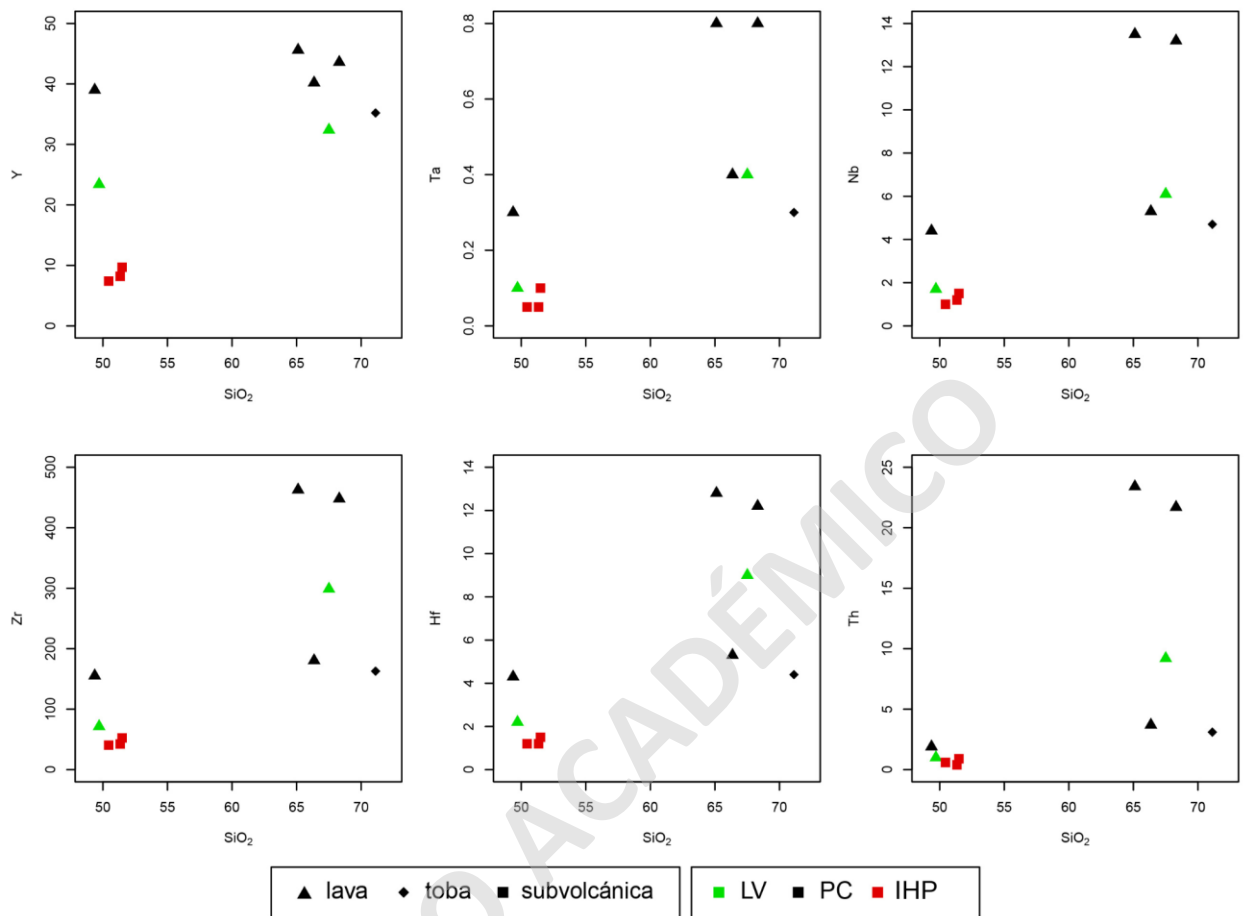


Figura 5.7 Diagramas de variación de elementos *HFSE* (Y, Ta, Nb, Zr, Hf, Th) respecto a SiO_2 para las rocas de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

5.3.4 Tierras Raras (*REE*; Rare Earth Elements)

En esta sección se presentan los resultados obtenidos para los análisis de tierras raras realizados a las muestras de estudio. De los gráficos anteriores se desprende que los Intrusivos Hipabisales (IHP) contienen características muy diferentes a las otras unidades estudiadas, esta afirmación se ve confirmada en el diagrama de tierras raras presentado en la Figura 5.8, donde se observan concentraciones menores y un patrón comparativamente más fraccionado de tierras raras pesadas. Las muestras de la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro, en tanto, tienen patrones subparalelos entre sí aunque con un mayor enriquecimiento de tierras raras en las rocas de la Unidad Pocuro (Figura 5.8).

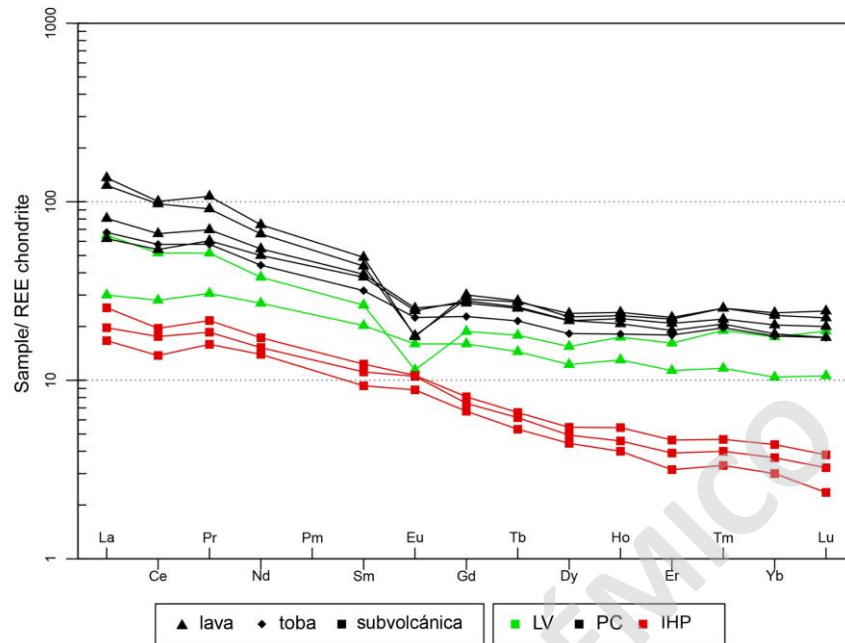


Figura 5.8 Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para la totalidad de las muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

La diferencia de los Intrusivos Hipabisales con las otras unidades estudiadas se puede observar también en los diagramas de SiO_2 versus razones de REE (La/Sm, La/Yb y Sm/Yb; Figura 5.9). En el diagrama La/Yb las muestras de los Intrusivos Hipabisales presentan un mayor valor de esta razón que las muestras de la Unidad Pocuro y Formación Lo Valle en el espectro básico, único rango donde son comparables. El valor de esta razón para los Intrusivos Hipabisales es en promedio 8,7, mientras que las dos unidades restantes mencionadas no superan un valor de 5.

Las muestras de la Unidad Pocuro y la Formación Lo Valle presentan valores menores de la razón Sm/Yb en comparación a los Intrusivos Hipabisales en sus miembros básicos, con valores que se mantienen casi constantes con el aumento del sílice presentando rangos entre 1,5 a 2. Para el gráfico de La/Sm se observa que tanto para la Unidad Pocuro como para la Formación Lo Valle, esta razón tiende a aumentar con el aumento progresivo de SiO_2 .

Para el análisis más detallado de la composición de tierras raras se generó dos grupos según su contenido de SiO_2 con rocas de la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro e Intrusivos Hipabisales. El grupo (1) está constituido por 5 muestras de composiciones básicas, con contenidos de sílice que varían entre un 49% a 52%. El grupo (2) se compone de 4 muestras de composiciones ácidas con contenidos de sílice que varían entre 65% y 68% (Figura 5.10).

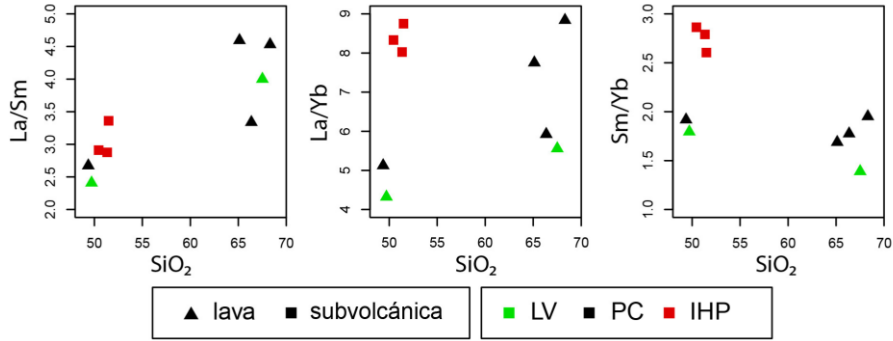


Figura 5.9 Diagrama de razones de La/Sm, La/Yb y Sm/Yb para las muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

El grupo 1 (Figura 5.10) compuesto por las muestras básicas de la Formación Lo Valle y de la Unidad Pocuro presentan patrones subparalelos poco fraccionados y una anomalía de Eu mayor en la Unidad Pocuro que en la Formación Lo Valle. Para expresiones básicas también se observa el enriquecimiento en todos los elementos del grupo de las REE de la Unidad Pocuro con respecto a la Formación Lo Valle y un mejor desarrollo de anomalía negativa de Ce.

Las rocas subvolcánicas (IHP) parecen presentar un patrón subparalelo en *LREE* con respecto a la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro, sin embargo este patrón cambia con una notable diferencia en las *HREE* donde se observa un mayor fraccionamiento en estos elementos.

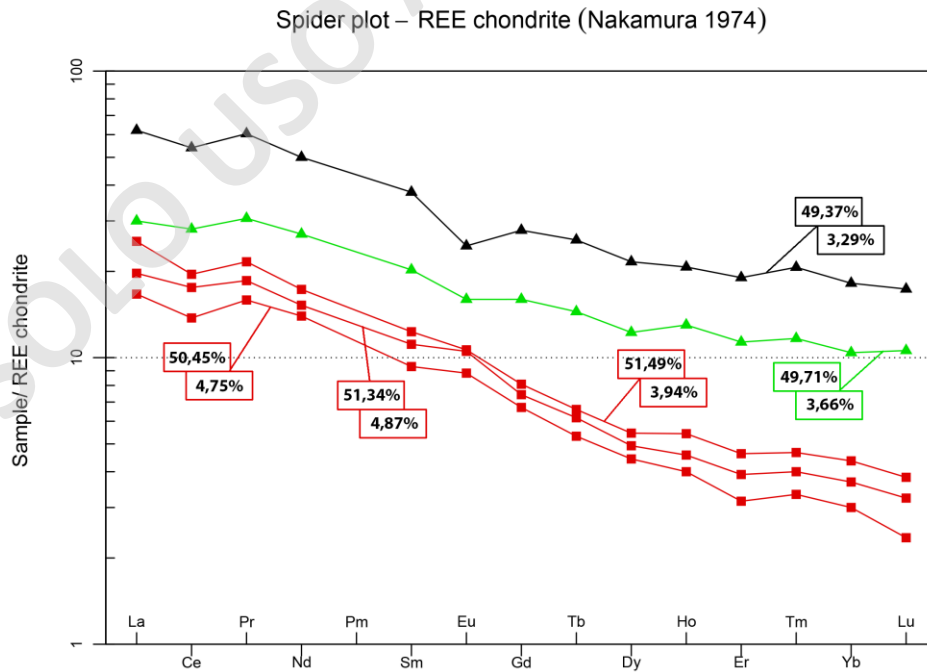


Figura 5.10 Diagrama de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974) para el grupo 1 compuesto por basaltos y andesitas basálticas de la Formación Lo Valle (verde), Unidad Pocuro (negro) e Intrusivos hipabisales (rojo). En rectángulo superior se muestra el porcentaje de SiO₂ y en el inferior el de MgO.

El diagrama de tierras raras para las muestras ácidas (grupo 2) se observa que ambas unidades presentan patrones subparalelos, con un mayor enriquecimiento de tierras raras livianas (*LREE*) y pesadas (*HREE*) en la Unidad Pocuro con respecto a la Formación Lo Valle, con una razón La/Sm que varía entre 2,7 y 4,5. Ambas unidades presentan un patrón inclinado en el extremo de las *LREE* que superan hasta más de 100 veces la concentración del condrito de Nakamura (1974), con una anomalía negativa de Eu y patrones planos en el extremo de las *HREE* que alcanzan concentraciones de más de 10 veces la del condrito.

Existe una muestra de la Unidad Pocuro (PSR-16) que presenta un pequeño desacople con las demás muestras de la unidad, ya que despliega una concentración levemente empobrecida en *LREE*, respecto del resto del grupo y una menor anomalía negativa de Eu, sin embargo en las *HREE* el patrón vuelve a comportarse similar a las demás muestras mostrando un patrón subparalelo.

Spider plot – REE chondrite (Nakamura 1974)

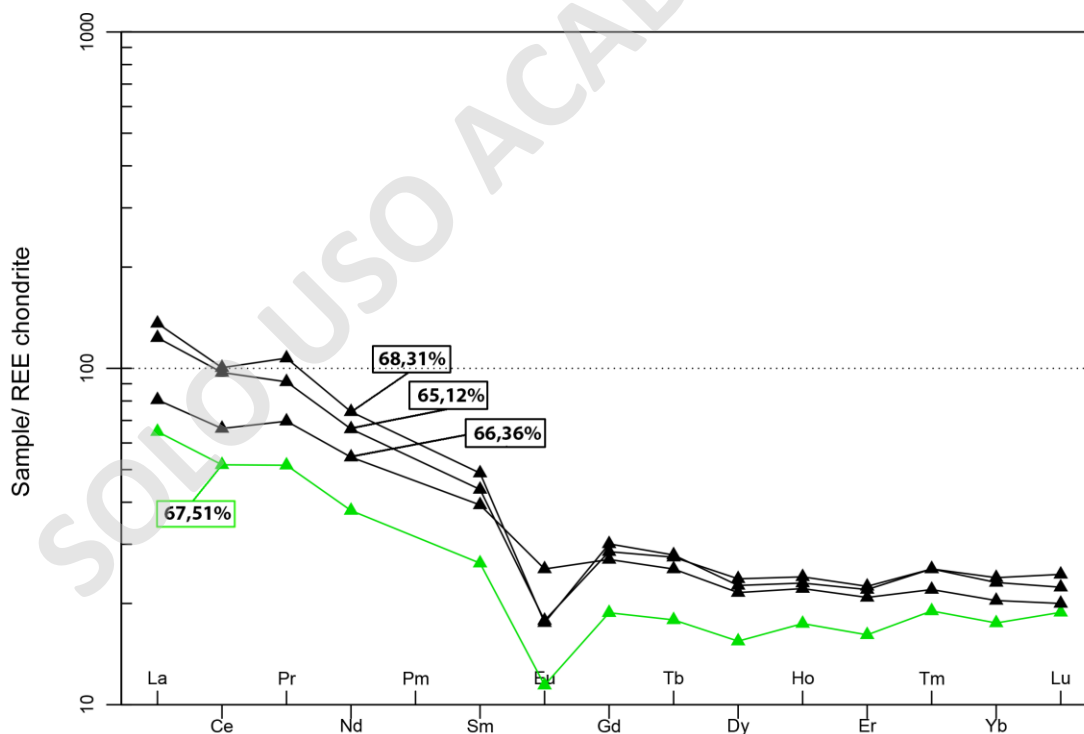


Figura 5.11 Diagrama de *REE* normalizado al condrito de Nakamura (1974) para el grupo 2 compuesto por dacitas y riolitas de la Formación Lo Valle (verde) y Unidad Pocuro (negro). En las casillas se muestra el porcentaje de SiO₂ de cada muestra.

5.3.5 Diagramas Multielementos

El análisis del comportamiento relativo de elementos traza de las muestras analizadas se realizó en base a diagramas multielementos normalizados a N-MORB según Pearce (1983; Figura 5.12). Para este análisis se mantienen los grupos de muestras realizados para las tierras raras en base al contenido de sílice.

El grupo 1 (Figura 5.13), compuesto por composiciones más básicas, se observa un menor enriquecimiento en ambas unidades. Los patrones de los elementos *HFSE* se encuentran más cercanos al N-MORB, siendo la Formación Lo Valle más empobrecida con respecto a la Unidad Pocuro y al valor de normalización de este reservorio.

En general para todas las muestras de la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro los patrones suelen ser subparalelos, pero con diferencias en algunas concentraciones a medida que el contenido de sílice aumenta. Un ejemplo de esta diferencia es la anomalía negativa que se observa en el Zr para las rocas básicas, no así en las expresiones ácidas.

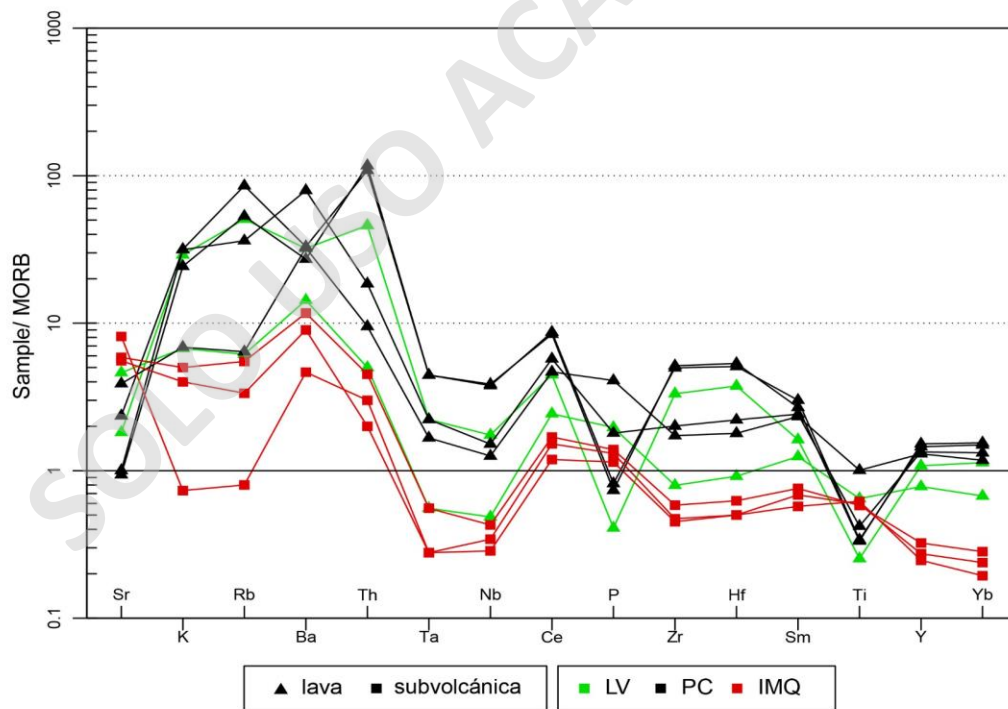


Figura 5.12 Diagrama multielemento normalizado MORB (Pearce, 1983) de todas las muestras de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP).

Para las muestras subvolcánicas (IHP) se observa un patrón mucho más empobrecido que la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro, incluso llega a presentar valores por debajo de la normalización al N-MORB (Pierce, 1983). Se observa una fosa en los elementos Nb-Ta, una anomalía positiva en Ti y una pendiente pronunciada de Y e Yb en comparación a las otras unidades estudiadas. Existe una muestra de esta unidad que presenta una anomalía negativa de K y Rb, llegando a valores mucho menores a la normalización del condrito, distinta a la tendencia de sus pares los cuales en promedio rondan las 4 veces el valor de normalización del condrito. En general, en estas rocas se observa una mayor concentración de Sr en comparación a las otras unidades estudiadas.

Para el grupo 2 (Figura 5.14) compuesto por las rocas con mayores contenidos de sílice, se observa un enriquecimiento de los *LILE* (K, Rb, Ba y Th) para la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro con respecto a elementos *HFSE*, además de una depresión en los elementos Ta, Nb, P y Ti. Las muestras de ambas unidades parecen presentar patrones subparalelos entre sí, sin embargo, una muestra de la Unidad Pocuro (PSR-16) escapa de esta tendencia observándose así una anomalía positiva de Ba y un patrón casi recto para los elementos P, Zr, Hf y Sm.

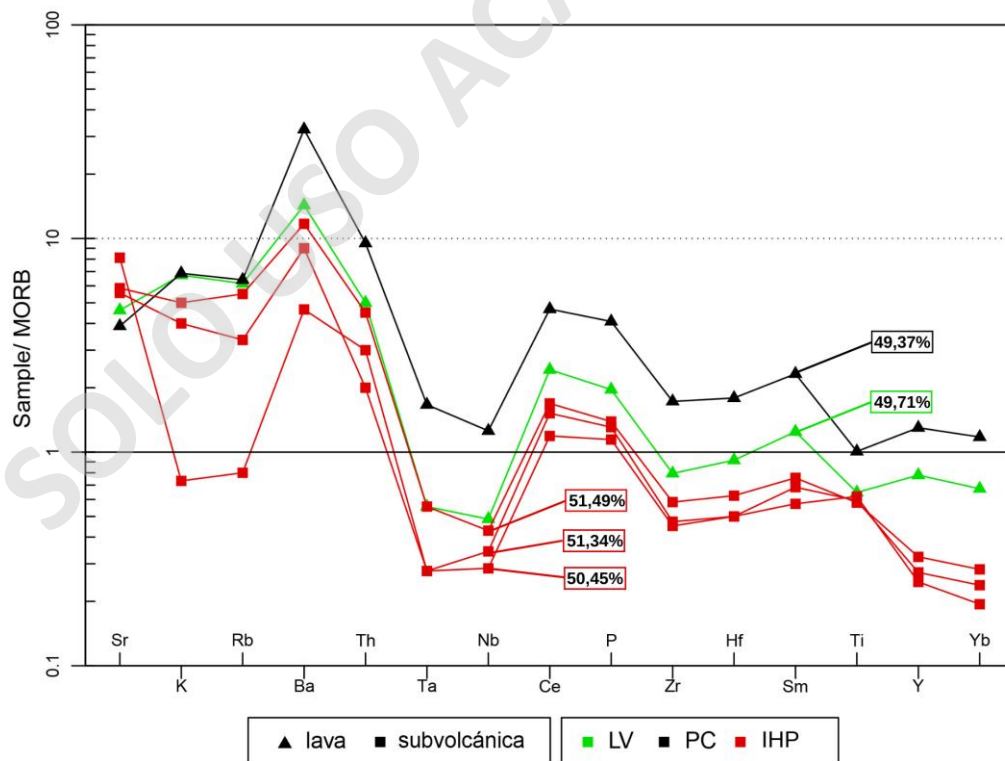


Figura 5.13 Diagrama multielemento normalizado MORB (Pearce, 1983) de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP) para las muestras básicas (grupo 1). Se muestran porcentajes de SiO₂ de cada muestra.

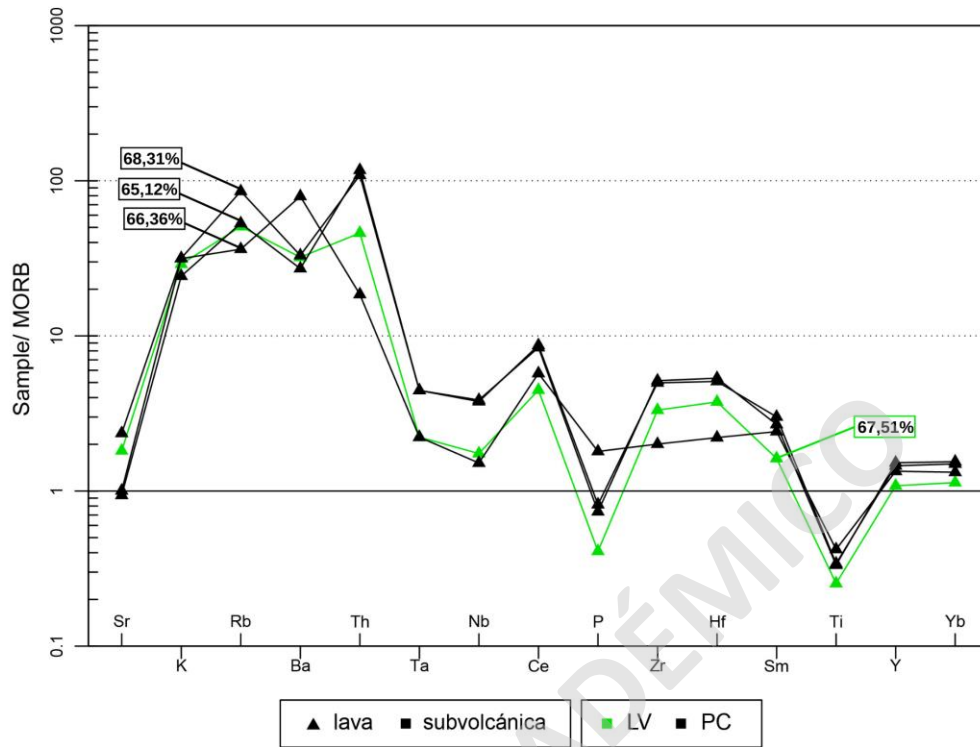


Figura 5.14 Diagrama multielemento normalizado MORB (Pearce, 1983) de la Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC) e Intrusivos Hipabisales (IHP) para las muestras ácidas (grupo 2). Se muestran porcentajes de SiO₂ de cada muestra.

6 DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten las principales características del magmatismo de la Formación Lo Valle, de la Unidad Pocuro y de los Intrusivos Hipabisales descritas en los capítulos anteriores con el objetivo de comprender la evolución del magmatismo en esta localidad. Asimismo, se describen las posibles correlaciones propuestas para la Unidad Pocuro con unidades correlacionables bajo criterios geocronológicos, en base a sus características estratigráficas, petrográficas y geoquímicas para inferir su posible ubicación en el tiempo a través de la evolución en el margen Andino

A partir de los resultados generados se propone un modelo de evolución tectónica para las unidades estudiadas en esta investigación.

6.1 Características generales

De los análisis geoquímicos expuestos en las secciones anteriores para las muestras de la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro se puede deducir que ambas presentan características típicas de magmas de arco que se generan en zonas de subducción, esto es un enriquecimiento en elementos *LILE* por sobre los *HFSE*, una marcada depresión en los elementos Nb-Ta, anomalías negativas en P y en Ti, además de una afinidad calcoalcalina.

Se observa que la geoquímica de la Unidad Pocuro presenta un carácter bimodal marcado por la presencia de lavas basálticas, dacitas y riolitas con un gap de composiciones entre los 50% y 68% de SiO₂ y que es coherente con lo observado en terreno. Si bien, esto podría deberse a un sesgo en el muestreo y debido a la poca cantidad de análisis geoquímicos, las muestras analizadas en este trabajo se escogieron con el fin de abarcar todo el rango composicional de la unidad y lograr una correcta representatividad.

Esta característica es similar para la Formación Lo Valle, sin embargo, es importante precisar que en el trabajo de campo la proporción de lavas en general y sobre todo de composición dacítica a riolítica fue casi nula para la Formación Lo Valle, a excepción de la muestra utilizada para los análisis geoquímicos de esta investigación, por lo que la bimodalidad en este caso está marcada solamente por la presencia de lavas basálticas y productos piroclásticos de composiciones ácidas. En específico, las lavas básicas de la Formación Lo Valle se caracterizan por presentar fenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno, mientras que el grupo de tobas ácidas se caracterizan por contener plagioclasas y un pequeño porcentaje de cristales de piroxeno inmersos en una masa fundamental con texturas eutaxíticas y vitrofíricas.

La evidencia de magmatismo bimodal se ha atribuido comúnmente, pero no exclusivamente, a márgenes extensionales. En este sentido la Unidad Pocuro podría considerarse como resultado de un ambiente extensional o a las etapas iniciales de este tipo de condiciones, como se ha observado en otras unidades de carácter bimodal, tal es el caso de la Unidad Estratos del Cordón de los Ratones (Fuentes, 2017) que se abordará más adelante en la sección 6.3 de este capítulo.

Por otra parte los Intrusivos Hipabisales se caracterizan por poseer composiciones bastante acotadas de andesitas basálticas con patrones geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas, además de las texturas encontradas que evidencian ambientes de formación completamente distintos. Dentro de las características más importantes de estos intrusivos, destaca la mineralogía abundante de anfíbol, presente como fenocristales generando texturas porfíricas, y patrones de *REE* donde se observa un mayor fraccionamiento relativo a las otras unidades estudiadas en las *MREE* y *HREE*. Además, la presencia de texturas de desequilibrio generadas por el ascenso repentino del magma, son indicativos de que estos corresponderían a intrusivos someros. Los Intrusivos Hipabisales serían más jóvenes que la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro ya que se emplazan dentro de ambas unidades.

Estos tipo de intrusivos han sido estudiado por diversos autores (Vatin-Perignon *et al.*, 1996; Fuentes, 2004; Hollings *et al.*, 2005) quienes proponen que se habrían formado en un ambiente similar al planteado para algunos pulsos de la Formación Farellones con una fusión de una fuente distinta a la del magmatismo previo (Ojeda, 2018) y que se discutirá en la sección 6.3.3 del presente capítulo.

6.2 Petrogénesis

6.2.1 Consideraciones petrogenéticas

En las siguientes secciones se explorará la relación genética de la Unidad Pocuro y la Formación Lo Valle aquí estudiada analizando distintos procesos petrogenéticos.

En primer lugar se consideró la posibilidad de una relación cogenética, donde la Unidad Pocuro se habría generado a partir del fraccionamiento de la Formación Lo Valle, sin embargo, este proceso resulta ilógico debido a que ambas unidades presentan contenidos de sílice en el mismo rango.

Para ejemplificar, se observa en los diagramas de la Figura 6.1 que para obtener las concentraciones relativas de *REE* correspondientes al basalto de la Unidad Pocuro (PSR-18), de haber ocurrido un proceso de cristalización fraccionada, el basalto de la Formación Lo Valle (PSR-5) debió haber sufrido un aumento de sílice similar a la riolita a dicha formación con aproximadamente 68% de SiO_2 (PSR-1).

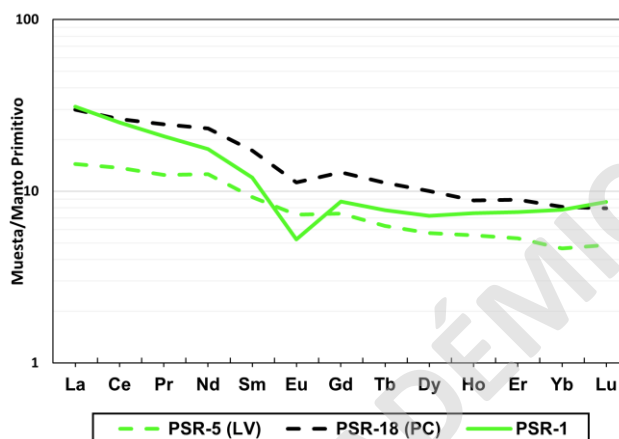


Figura 6.1 Diagrama de *REE* para la Formación Lo Valle y Unidad Pocuro que descarta el proceso de cristalización fraccionada. En línea segmentada verde: basalto de la Formación Lo Valle con 49,7% de SiO_2 ; línea continua verde: riolita de la Formación Lo Valle con 67,5% de SiO_2 ; línea segmentada negra: basalto de la Unidad Pocuro con 49,3% de SiO_2 .

En conclusión no es factible que estos magmas hayan sido generados por una cristalización fraccionada y sería otro proceso magmático, como lo es el grado de fusión parcial u otro, el involucrado en la relación genética de ambas unidades y que se detallarán en la sección 6.2.3

6.2.2 Fuente del manto

Si bien la determinación de la petrogénesis de los Intrusivos Hipabisales se encuentran fuera del alcance de esta memoria, se logra observar mediante la geoquímica descrita en los capítulos anteriores que entre las unidades estratigráficas (Formación Lo Valle y Unidad Pocuro) y los Intrusivos Hipabisales existen fuentes distintas. En el caso de los Intrusivos Hipabisales se observa en los diagramas de *REE* que presentan un patrón distintivo a las otras dos unidades estudiadas, marcado por una fuerte pendiente en las *HREE*, presentando una razón La/Yb promedio de 8,4. Estas características se explican por la presencia de anfíbol y/o granate en la génesis de estos magmas (Ojeda, 2018). Para poder detallar con exactitud los procesos generadores de estas rocas, se propone realizar estudios posteriores de estas, incorporando un mayor muestreo y realizando diferentes análisis isotópicos.

Para la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro, en los diagramas expuestos en el Capítulo 5 (Figura 5.10 y Figura 5.11), se puede observar ciertas características en los patrones de *REE* donde existe una inclinación y pendientes relativamente planas en los *HREE*, que indicarían el fraccionamiento de una mineralogía de baja presión, además, la baja razón de Sm/Yb sugieren que el granate no tuvo fraccionamiento e indica una ausencia de fases residuales de este mineral en la fuente de los magmas. Esto junto a las bajas concentraciones de Cr sugieren que la mineralogía de la fuente de los magmas de la Formación Lo Valle y de la Unidad Pocuro serían similares y correspondería a una lherzolita de espinela.

Los modelos aplicados en la siguiente sección se basan en la fusión de una fuente del manto primitivo en facies de lherzolita de espinela, similar a lo reportado por Fuentes (2004) para las rocas de la Formación Abanico en el sector de Los Andes. Además, esta fuente del manto se eligió para ajustar de mejor manera la signatura geoquímica y siendo coherente con el contexto tectónico.

6.2.3 Fusión Parcial

Como se observó en los diagramas de *REE*, existe un enriquecimiento mayor en todas las tierras raras de la Unidad Pocuro en comparación a las concentraciones presentes en la Formación Lo Valle, estas diferencias se podrían explicar por tasas de fusión variables. Para poder comprobar si este proceso es el generador de las diferencias encontradas entre la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro se realizó un modelo de fusión parcial.

El modelo numérico de fusión parcial fue realizado a través de la ecuación de Shaw (1970) para la fusión *batch melting* que se muestra a continuación:

$$\frac{CL}{C0} = \frac{1}{\overline{D}_i (1 - F) + F}$$

Donde C0 es la concentración del elemento traza en el manto antes del comienzo de la fusión, CL es la concentración en el líquido del elemento traza, F es el grado de fusión parcial expresado entre valores 0 y 1, y D (\overline{D}_i) es el coeficiente de distribución global de la roca.

Los coeficientes de partición y composiciones mantélicas fueron obtenidas de McKenzie & O'Nions (1995) y Sun & McDonough (1989) respectivamente. Los parámetros se observan en la Tabla 6.1 y Tabla 6.2.

Tabla 6.1 Composición del manto primitivo obtenida de Sun & McDonough (1989) y coeficientes de partición (Kd) de minerales utilizados en el modelo de fusión parcial obtenidos de McKenzie & O’Nions (1995).

Elemento	Norm. Manto Primitivo	Coeficientes de partición			
		Olivino	Opx	Cpx	Espinela
La	0,687	0,0004	0,002	0,054	0,01
Ce	1,775	0,0005	0,003	0,098	0,01
Pr	0,276	0,0008	0,0048	0,15	0,01
Nd	1,354	0,001	0,0068	0,21	0,01
Sm	0,444	0,0013	0,01	0,26	0,01
Eu	0,168	0,0016	0,013	0,31	0,01
Gd	0,596	0,0015	0,026	0,3	0,01
Tb	0,108	0,0015	0,019	0,31	0,01
Dy	0,737	0,0017	0,022	0,33	0,01
Ho	0,164	0,0016	0,026	0,31	0,01
Er	0,48	0,0016	0,003	0,3	0,01
Yb	0,493	0,0015	0,049	0,28	0,01
Lu	0,074	0,0015	0,06	0,28	0,01

Como se observó en el capítulo anterior, los diagramas de tierras raras permiten inferir que la fuente de los magmas de la Unidad Pocuro y la Formación Lo Valle correspondería a una lherzolita de espinela correspondiente a composiciones del manto primitivo, por lo que el modelo fue aplicado a este tipo de manto con los parámetros que se observan en la Tabla 6.2.

Tabla 6.2 Parámetros de roca utilizados en el modelo de fusión parcial.

	Parámetro	Lherzolita de espinela
Moda	Olivino	63%
	Clinopiroxeno	20%
	Ortopiroxeno	15%
	Espinela	2%

Se puede establecer desde el modelo de fusión parcial generado (Figura 6.2) que para los basaltos de la Formación Lo Valle (PSR-5) y de la Unidad Pocuro (PSR-18), se necesita una fusión parcial de lherzolita de espinela del manto primitivo de aproximadamente 14 – 18% para generar las cantidades de *HREE* análogas a la Formación Lo Valle y entre un 6 - 10% para generar concentraciones similares de estos elementos para la Unidad Pocuro, sin embargo, en ambas unidades se observa un déficit de las concentraciones de *LREE* para las tasas de fusión parcial modeladas en comparación a las cantidades presentes en cada basalto de las unidades estudiadas.

Los mayores contenidos de *LREE* en las muestras de ambas unidades respecto a los resultados del modelo pueden explicarse por dos posibles razones. La primera es que la fuente de los magmas haya sufrido un enriquecimiento adicional en estos elementos, esto puede deberse por el proceso de subducción el cual agrega fluidos a la fuente mantélica que afectan sobre todo a los elementos con más afinidad por los fluidos, dentro de los que se incluyen las *LREE* (Pearce, 1983). La otra explicación es que el manto original que genera estas unidades haya estado previamente enriquecido en *LREE* en relación con el manto utilizado para este modelo, considerando que los basaltos muestreados no son primitivos.

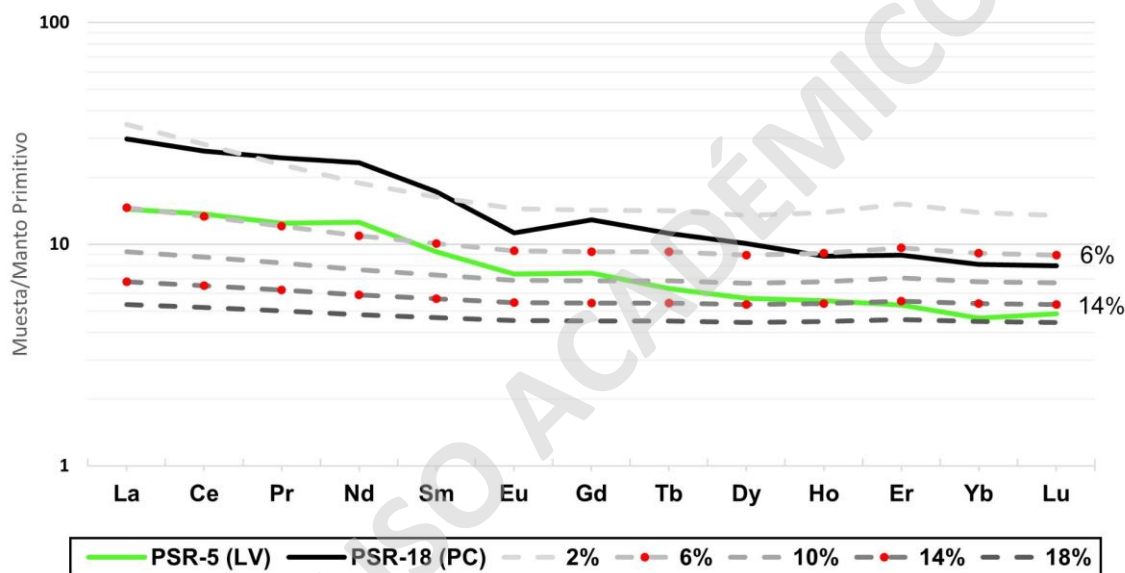


Figura 6.2 Modelo de fusión parcial de *REE* normalizado al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) para las muestras de la Formación Lo Valle (49,71% SiO₂) y Unidad Pocuro (49,37% SiO₂). Las composiciones ilustradas corresponden a los fundidos generados por distintos grados de fusión parcial de una lherzolita de espinela del manto primitivo.

Aunque este modelo es solo de carácter semicuantitativo y depende netamente de la naturaleza de la fuente del manto que se utiliza, se puede observar que es factible modelar las rocas de la Formación Lo Valle y de la Unidad Pocuro por la fusión de una lherzolita de espinela del manto primitivo particularmente enriquecido en *LREE* a variables grados de fusión parcial. Además, se observa que para la Unidad Pocuro es necesaria una tasa de fusión parcial de aproximadamente la mitad de la necesaria para la Formación Lo Valle, independiente de la fuente elegida.

Los mayores valores de La/Yb (Figura 5.9) presentes en la Unidad Pocuro también son indicativos de menores grados de fusión parcial. Las menores tasas reflejarían pequeños volúmenes de magma y por ende un menor volumen en superficie, lo que es concordante con la Unidad Pocuro,

presentando solo pequeños afloramientos en el área de estudio, en comparación a la Formación Lo Valle, la cual al tener mayores grados de fusión parcial presenta un abundante volumen en superficie.

Las bajas tasas de fusión parcial de la Unidad Pocuro podrían deberse a cambios en las condiciones de presión y/o temperatura, como también a variaciones en el porcentaje de fluidos que se adicionaron. Del modelo realizado se puede establecer que desde una misma fuente a diferentes tasas de fusión parcial se pueden generar diferentes grados de enriquecimiento como los presentes en la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro.

6.2.4 Cristalización fraccionada

Existen tendencias en los diagramas *REE*, como patrones subparalelos en muestras de cada unidad entre sus miembros básicos y ácidos, que sugieren que el proceso de cristalización fraccionada es el responsable de generar las rocas más diferenciadas a partir del fraccionamiento de las muestras más básicas tanto de la Formación Lo Valle como de la Unidad Pocuro. Este mecanismo de diferenciación genera un continuo de composiciones, sin embargo, como se ha observado a lo largo de esta investigación existe un *gap* composicional en ambas unidades otorgando un carácter bimodal. Si bien esto podría darse a un sesgo en el muestreo, las rocas aquí analizadas se escogieron con el fin de abarcar todo el rango composicional observado en el trabajo de campo.

Diversos autores han investigado la bimodalidad magmática y su génesis. En Peccerillo *et al.* (2003) proponen que la ausencia o poca cantidad de magmatismo intermedio se debe a que las masas del líquido residual durante los procesos de cristalización fraccionada no generan un cambio lineal al disminuir la temperatura, sino que decrecen lentamente en los primeros y últimos estados de cristalización, y abruptamente en los estadios medios, coincidiendo con la generación de composiciones intermedias, siendo este un modelo viable para comprender la ausencia de miembros intermedios y procesos de cristalización fraccionada.

En la Unidad Pocuro se observa un decrecimiento de V y Sc producido por el fraccionamiento continuo de clinopiroxeno, que se ve evidenciado también en el empobrecimiento en MgO, Co y CaO hasta un 65-70% de contenido de sílice (Figura 5.5). Los bajos contenidos de Ni y Co (bajo el límite de detección) y el decrecimiento de MgO sugieren un fraccionamiento temprano de olivino y que responde también a la presencia de pseudomorfos de olivinos en los análisis petrográficos. Por otra parte, el fraccionamiento de plagioclasa se puede interpretar en todas las

muestras de esta unidad, desde las expresiones más básicas y más notoriamente en las ácidas, donde se observa una anomalía negativa de Eu, además de patrones negativos de Al_2O_3 , CaO y Sr y que explicaría la abundante presencia de fenocristales de plagioclasa en las muestras de la Unidad Pocuro. Existe cristalización continua de óxidos de Fe-Ti (magnetita e ilmenita) que se ve representada por una disminución en el contenido de TiO_2 al aumentar el SiO_2 . Para los miembros ácidos se observa una anomalía negativa de Ba y P_2O_5 que indicaría el fraccionamiento de feldespatos potásico y apatito (Figura 5.4). Dentro de los patrones de los diagramas de *REE* de las muestras de la Unidad Pocuro (Figura 5.8) se observa un pequeño empobrecimiento de *MREE* lo que sugiere una mínima participación de fraccionamiento de anfíbol en la evolución de los magmas. De esta forma, se puede estimar una evolución relativa de los elementos mayores, donde las tendencias sugieren que las variaciones composicionales en esta unidad dependen del proceso de cristalización fraccionada, caracterizado por un fraccionamiento continuo de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa que corresponden a los minerales encontrados en los análisis petrográficos realizados.

Para la Formación Lo Valle resulta más difícil poder notar este proceso de cristalización fraccionada mediante los diagramas Harker, ya que solo hay dos muestras disponibles de esta Formación, sin embargo, junto a los diagramas de *REE* se puede observar un paralelismo entre la muestra básica y ácida, con pendientes relativamente planas ($\text{La/Yb} < 7$) que sugieren el fraccionamiento de un arreglo mineralógico de baja presión, que no fracciona distintas REE en particular, como olivino, plagioclasa y piroxeno, todas las fases minerales presentes en las unidades estudiadas (Figura 5.8).

A modo de cuantificar este proceso de fraccionamiento se realizaron modelos de cristalización fraccionada simple de elementos traza por medio del cálculo de la composición del líquido residual a partir de la ley de Rayleigh (1986). Los valores de coeficientes de partición fueron tomados de Rollinson (1993) y GERM Kd Database para líquidos basálticos.

Para la Formación Lo Valle se utilizó el basalto de la muestra PSR-5 (49% SiO_2). Los cálculos realizados sobre las muestras de esta unidad sugieren una cristalización fraccionada de un 35% a partir del líquido inicial compuesto por un 50% de plagioclasa, 20% de clinopiroxeno, 15% de ortopiroxeno, 10% de olivino, 4% de hornblenda y 1% de magnetita, para generar un líquido residual similar a la muestra riolítica PSR-1 para las *HREE* (Figura 6.3).

Tabla 6.3 Coeficientes de partición utilizados para los modelos de cristalización fraccionada.

	Coeficientes de partición					
	Plagioclasa	Clinopiroxeno	Ortopiroxeno	Olivino	Magnetita	Anfíbola
La	0,1477	0,02	0,02	0,0067	1,5	0,5442
Ce	0,0815	0,02	0,02	0,006	1,3	0,843
Pr	0,06	0,2	0,2	0,006		
Nd	0,0551	0,03	0,03	0,0059	1	1,3395
Sm	0,0394	0,05	0,05	0,007	1,1	1,8035
Eu	1,1255	0,05	0,05	0,0074	0,6	1,5565
Gd	0,031	0,09	0,09	0,01		2,0165
Tb	0,06	0,57		0,0015	1,5	
Dy	0,0228	0,15	0,15	0,013		2,0235
Ho	0,02	0,2	0,2	0,0016		
Er	0,0202	0,23	0,23	0,0256		1,74
Yb	0,0232	0,34	0,34	0,0491	0,9	1,642
Lu	0,0187	0,42	0,42	0,0454		1,5625

En cuanto a la Unidad Pocuro (Figura 6.3) los modelos que contienen plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda otorgan ajustes razonables y consistentes con la mineralogía modal encontrada. El modelo sugiere la cristalización fraccionada de un 25% del líquido inicial compuesto por un 55% de plagioclasa, 15% de clinopiroxeno, 15% de hornblenda, 10% de ortopiroxeno, 5% de olivino y 5% de magnetita para lograr las concentraciones de tierras raras análogas de la muestra más diferenciada (PSR-27).

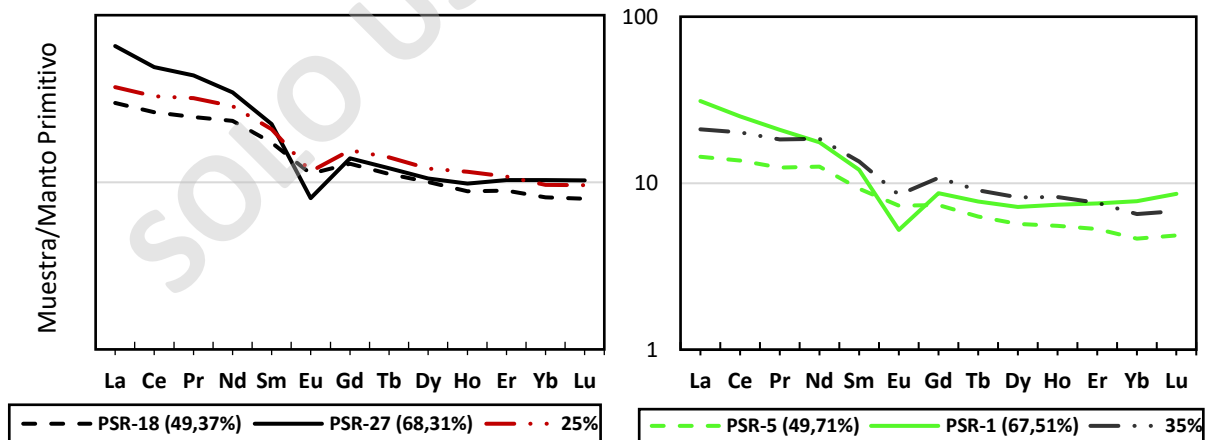


Figura 6.3 Modelos de cristalización fraccionada según ley de Rayleigh para REE de las muestras de la Unidad Pocuro (izquierda) y Formación Lo Valle (derecha). En paréntesis se muestran los porcentajes de SiO₂. En líneas segmentadas la composición inicial de los basaltos de cada unidad, en línea continua las composiciones ácidas de cada unidad y en las líneas segmentadas con puntos el porcentaje de cristalización fraccionada.

Como se logra observar en los gráficos expuestos, el modelo matemático para las concentraciones de *LREE* de la Formación Lo Valle y la Unidad Pocuro no logran alcanzar los valores de las expresiones más ácidas de cada unidad por lo que es necesario otro proceso cortical para alcanzar dichas concentraciones. Sin embargo, se muestra que es factible una relación genética entre los miembros félsicos y máficos de cada unidad, donde las rocas félsicas son formadas a partir de los fundidos máficos por procesos de cristalización fraccionada junto a un agente enriquecedor como lo es la contaminación cortical.

6.2.5 Contaminación cortical

Debido a que la cristalización fraccionada presentada en el capítulo anterior no responde completamente a la evolución química de los magmas se evalúa la posibilidad de que exista otro proceso que enriqueció aún más los miembros de composición ácida de la Formación Lo Valle y de la Unidad Pocuro, siendo este resultado obtenido por influencia de contaminación cortical.

La Unidad Pocuro presenta un promedio de La/Yb (~7) mayor que la Formación Lo Valle (~5), lo que evidencia un carácter más enriquecido de la primera unidad. De los modelos de cristalización fraccionada del Capítulo 6.2.4 se observa que la diferencia presentada en las concentraciones de *LREE* para la Unidad Pocuro son mayores que para la Formación Lo Valle, lo que indicaría que le Unidad Pocuro habría sufrido una mayor contaminación cortical.

6.3 Comparación de rasgos geoquímicos

En esta sección se presentan distintas comparaciones y correlaciones para la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro e Intrusivos Hipabisales, donde se discutirán sus rasgos geoquímicos y sus características generales con unidades y formaciones que se presentan en la Figura 6.4

Edad (Ma)	Era/Periodo/Época	Unidades Estratigráficas			Régimen y eventos tectónicos	
		31°S Los Pelambres (Bergoing, 2016)	32°S Este trabajo	33°S ECLR (Fuentes, 2017)		
0	Cenozoico Neógeno Paleógeno	Plioceno		Fm. Farellones	Fm. Farellones	→ ←
		Mioceno	SVLP	Fm. Farellones	Fm. Farellones	
		Oligoceno	Fm. Pelambres	Fm. Abanico	Fm. Abanico	← →
		Eoceno	???	???	ECLR ???	???
50		Paleoceno	Fm. Estero Cenicero	???	???	???
	Mesozoico Cretácico		Estratos de Almendrillo	Fm. Lo Valle	Fm. Lo Valle	???
		Superior	Fm. Salamanca/Viñita	Fm. Las Chilcas Superior	Fm. Las Chilcas Superior	Orógeno Peruano
100				Fm. Las Chilcas Inferior	Fm. Las Chilcas Inferior	→ ←

Figura 6.4 Principales formaciones y unidades expuestas desde los 31° hasta los 33°. Se describen los regímenes y eventos tectónicos más importantes

6.3.1 Formación Lo Valle

Se realiza una comparación de las muestras analizadas en este trabajo para la Formación Lo Valle con otras muestras de esta Formación de los trabajos de Fuentes (2004) y Sellés (2000), algunas datadas entre ~ 77 ma y ~64 ma (Beck *et al.*, 1986).

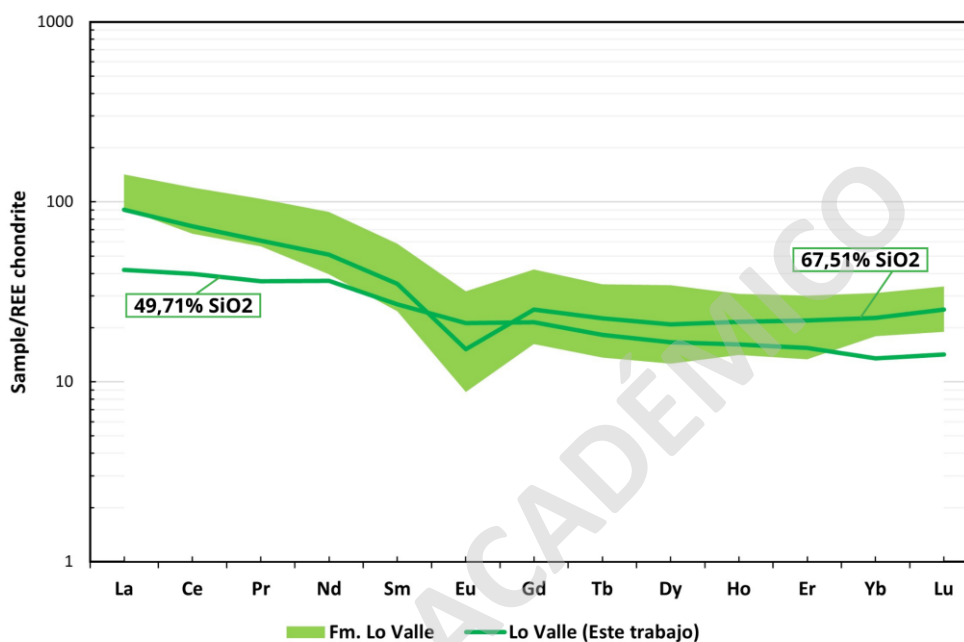


Figura 6.5 Patrones de *REE* normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de la Formación Lo Valle de este trabajo (líneas continuas verdes) y las reportadas por Fuentes (2004; área verde).

Las rocas analizadas por Fuentes (2004) corresponden en totalidad a tobas soldadas de composiciones dacíticas y riolíticas, con patrones relativamente enriquecidos de *REE* al condrito de Sun & McDonough (1989). Como se logra observar en la Figura 6.5, la muestra riolítica analizada en esta investigación posee patrones concordantes a los reportados por Fuentes (2004). Se observa también que la muestra básica posee menores concentraciones de tierras raras, sin embargo, esto se debe a que se trata de una roca de composición basáltica, por lo que es esperable encontrar ese tipo de concentraciones, pero con patrones bastante similares a las expresiones ácidas. Además de la similitud geoquímica, es posible asignar las muestras de este trabajo a la Formación Lo Valle debido a similitudes litológicas y estratigráficas. En este sentido, la Formación Lo Valle ha sido definida como una secuencia predominantemente piroclástica ácida, con tobas de composiciones dacíticas a riolíticas y pequeñas intercalaciones de andesitas basálticas, similar a lo encontrado en terreno.

La Formación Lo Valle presenta bastante similitudes con las rocas del Cretácico Superior reportadas para los 31° en el sector de Los Pelambres en la Cordillera Principal por Bergoeing (2016). Este grupo de rocas incluye rocas de los Estratos de Almendrillo (72-70) ma, donde se encuentran rocas basálticas y andesitas basálticas con una mineralogía primaria anhidra de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, además de dacitas fluidales de piroxeno y sanidina.

Al igual que las rocas de la Formación Lo Valle, en los Estratos de Almendrillo, existe un carácter bimodal con elevadas razones *LILE/LREE*, además de anomalías negativas de Nb, Ta y Ti. Presenta también patrones de *REE* suavemente inclinados en el extremo de las *LREE* y casi planos en las *HREE*, con razones de La/Yb ~5,5 (Figura 6.6).

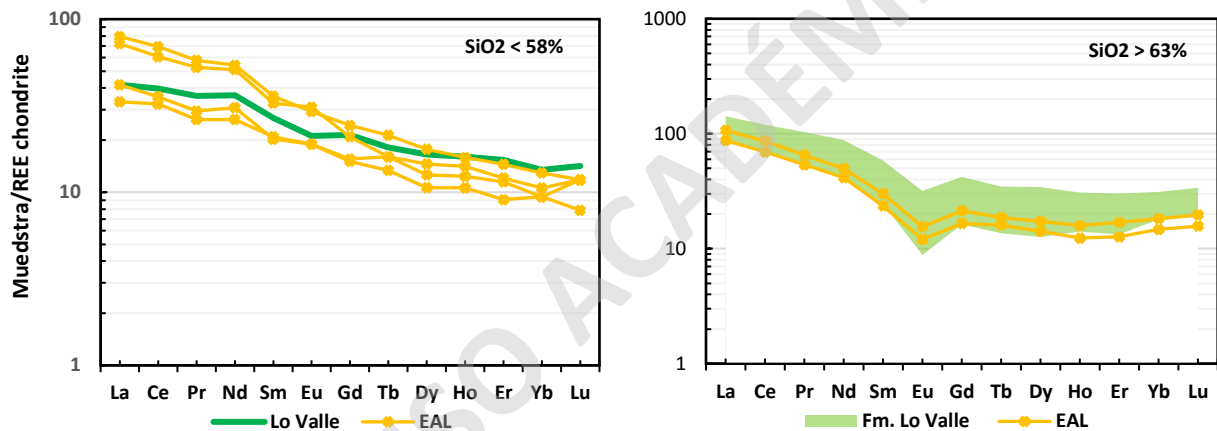


Figura 6.6 Patrones de *REE* normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de la Formación Lo Valle (áreas y líneas verdes) y las reportadas por Bergoeing (2016) para los Estratos de Almendrillo (EAL; línea naranja).

Estas características petrográficas y geoquímicas fueron atribuidas por Bergoeing (2016) a una génesis a partir de una corteza relativamente delgada, <35 km de espesor (Kay *et al.*, 1991), en condiciones extensionales, donde las concentraciones elevadas de U, Th y Pb junto las razones de Th/La, son explicadas por una mayor participación de la corteza. Con respecto a la abundancia de tobas de composición dacítica, se puede explicar por un estado termal elevado en la corteza continental los cuales favorecieron los procesos de fusión y/o asimilación.

De este modo, la Formación Lo Valle habría tenido procesos de generación similares, con una evolución magmática mediante olivino, piroxeno, plagioclasa y magnetita en niveles corticales relativamente superiores de una corteza relativamente delgada en un ambiente extensional.

6.3.2 Unidad Pocuro

Como se menciona en capítulos anteriores, dentro de las dos unidades estratigráficas estudiadas en esta investigación, la Unidad Pocuro genera un mayor debate debido a las características geoquímicas y petrográficas estudiadas, sumado a la dificultad de asignarle una edad debido a la nula presencia de edades radiométricas. En esta sección se procederá a analizar y comparar los datos geoquímicos obtenidos en esta investigación con los recopilados de Fuentes (2004), Sellés (1999) y Nyström *et al.* (2003) de muestras cercanas al área de estudio de la Formación Lo Valle, Formación Abanico y Formación Farellones, para explorar las principales diferencias o similitudes de cada formación con la Unidad Pocuro y así comprender el ambiente de formación para esta unidad.

Además de la comparación con formaciones cercanas a la zona de estudio, se realizan comparaciones con la unidad eocena Estratos del Cordón de los Ratones, debido a la existencia de trabajos, como los de Machuca (2017) y Fuentes (2017) donde se propone que las rocas volcánicas del Cretácico Superior que anteriormente habían sido asignadas a los productos ácidos de la Formación Lo Valle, como es el caso de la Unidad Pocuro, serían correlacionable con esta unidad.

Se realiza la comparación de la Unidad Pocuro y la Formación Lo Valle con muestras adicionales integradas de la sección anterior y que permiten tener una mejor caracterización de las principales diferencias y similitudes con esta formación y así descartar una posible correlación.

Como se logra observar en el gráfico de la Figura 6.7, la Formación Abanico y Farellones presentan patrones empobrecidos tanto en LREE como en HREE con respecto a la Unidad Pocuro. Para la Formación Abanico se observa que la diferencia de concentraciones de REE con respecto a las rocas de la Unidad Pocuro es menor en rocas de composiciones básicas y mayor para composiciones ácidas. Por otra parte, la Formación Farellones presenta patrones subparalelos a la Unidad Pocuro pero con un enriquecimiento tanto en rocas ácidas como básicas.

La Formación Lo Valle, presenta un enriquecimiento levemente mayor, similar a la Unidad Pocuro, en los miembros ácidos, sin embargo, al comparar las rocas del espectro básico, se observa que presentan un claro empobrecimiento en comparación a la Unidad Pocuro.

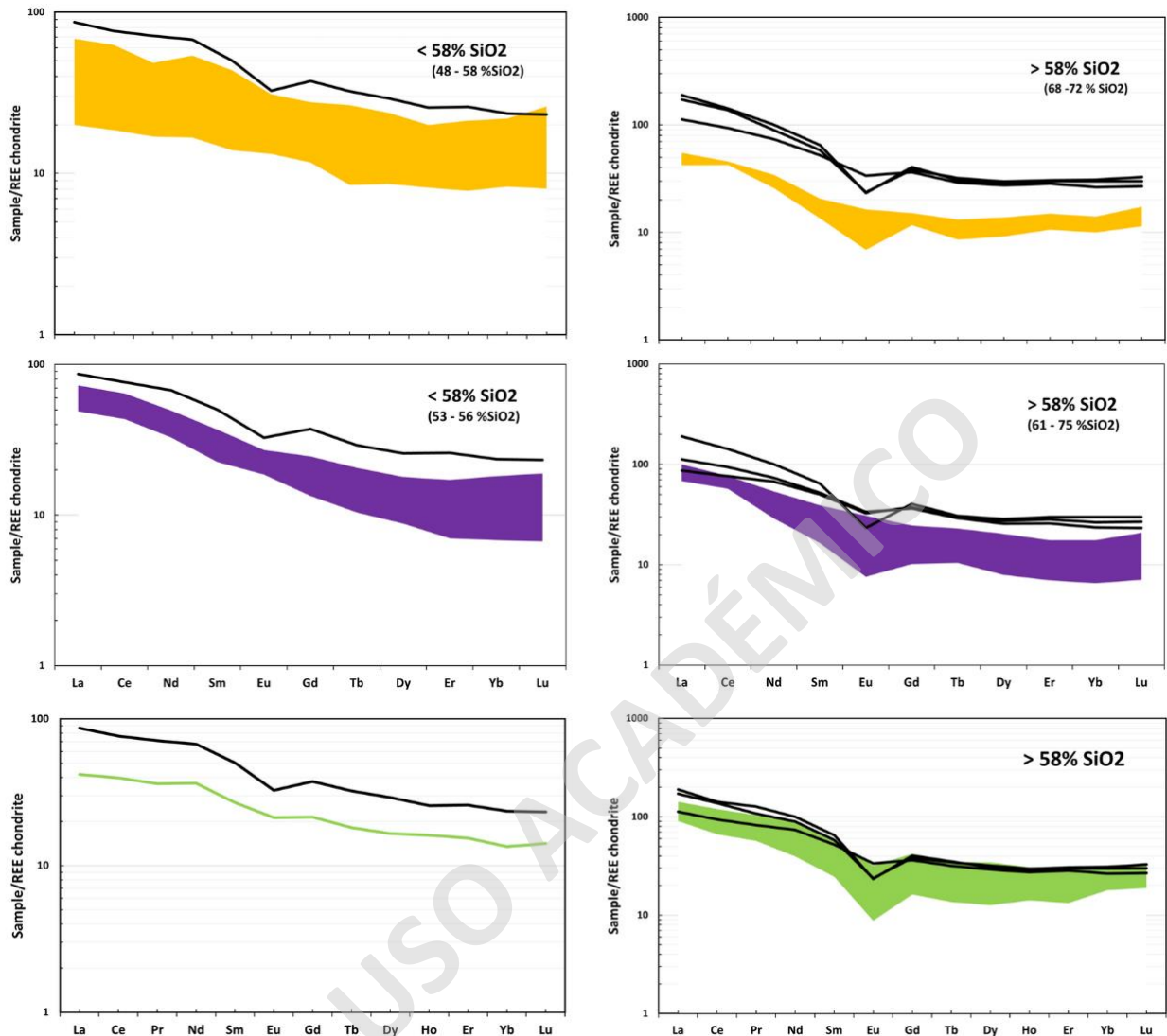


Figura 6.7 Patrones de REE normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de la Formación Abanico (área amarilla) y para la Formación Farellones (área morada), Formación Lo Valle (área verde). En líneas negras continuas las muestras de las Unidad Pocuro.

Con respecto a los Estratos del Cordón de los Ratones se observa que las muestras de la Unidad Pocuro presentan un patrón y razones bastante similares a ambas unidades (Figura 6.8), sin embargo al observar las REE por porcentaje de SiO₂, es notable que los ECLR presentan patrones empobrecidos con respecto a las rocas de composición básica de la Unidad Pocuro, muy similar a lo ocurrido con la Formación Lo Valle.

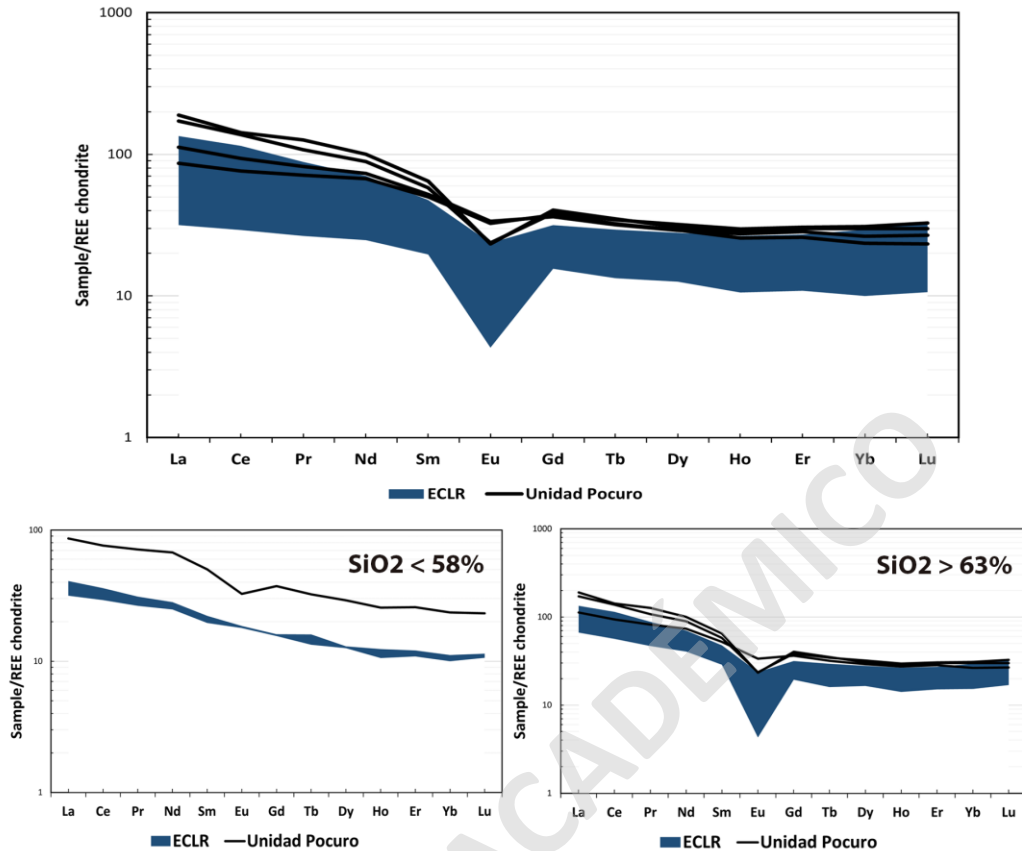


Figura 6.8 Patrones de *REE* normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de los Estratos del Cordón de los Ratones (ECLR). En líneas negras continuas las muestras de las Unidad Pocuro.

En los diagramas de variación de elementos *LILE* respecto al La (Figura 6.9; Rb vs La y K₂O vs La), se observa una correlación positiva con razones relativamente constantes para cada grupo de rocas. La Formación Abanico presenta valores notoriamente más bajos con respecto a todas las unidades, por otra parte la Formación Farellones es la que presenta razones mayores de *LILE/LREE*. La Unidad Pocuro presenta valores que se asemejan a la Formación Lo Valle y los ECLR pero con valores de *LREE* relativamente mayores.

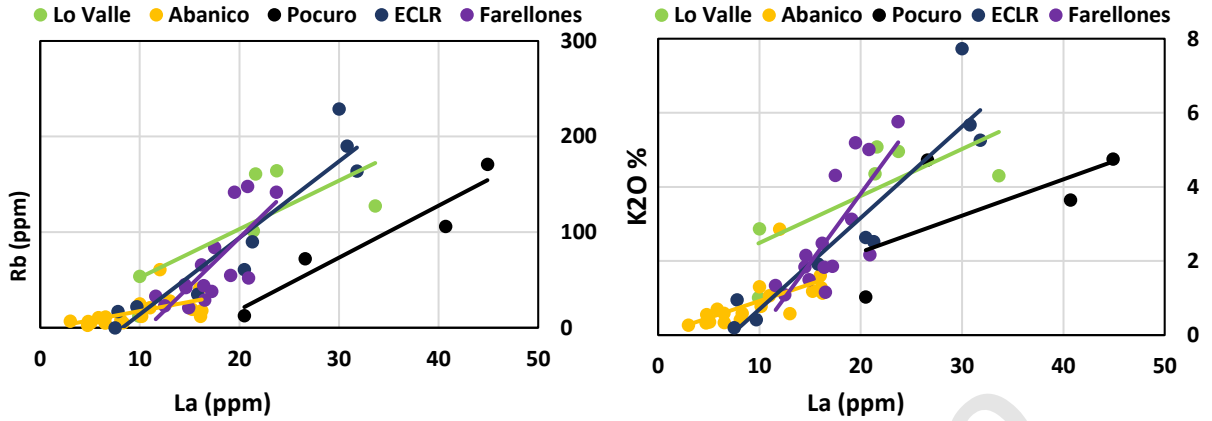


Figura 6.9 Diagramas *LILE/LREE* con valores reportados para muestras de la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro, Estratos del Cordón de los Ratones, Formación Abanico y para la Formación Farellones. Cada unidad presenta la línea de tendencia indicada para el grupo de muestras.

En los diagramas La/Yb y La/Sm vs SiO_2 de la Figura 6.10 se observa una tendencia creciente con el aumento de la sílice, donde los límites máximos de estas razones los contiene la Formación Farellones y los mínimos la Formación Abanico, mientras que la Formación Lo Valle, los ECLR y la Unidad Pocuro muestran valores que se encuentran comprendidos entre ambas formaciones, siendo estas dos últimas las que presentan valores relativamente mayores.

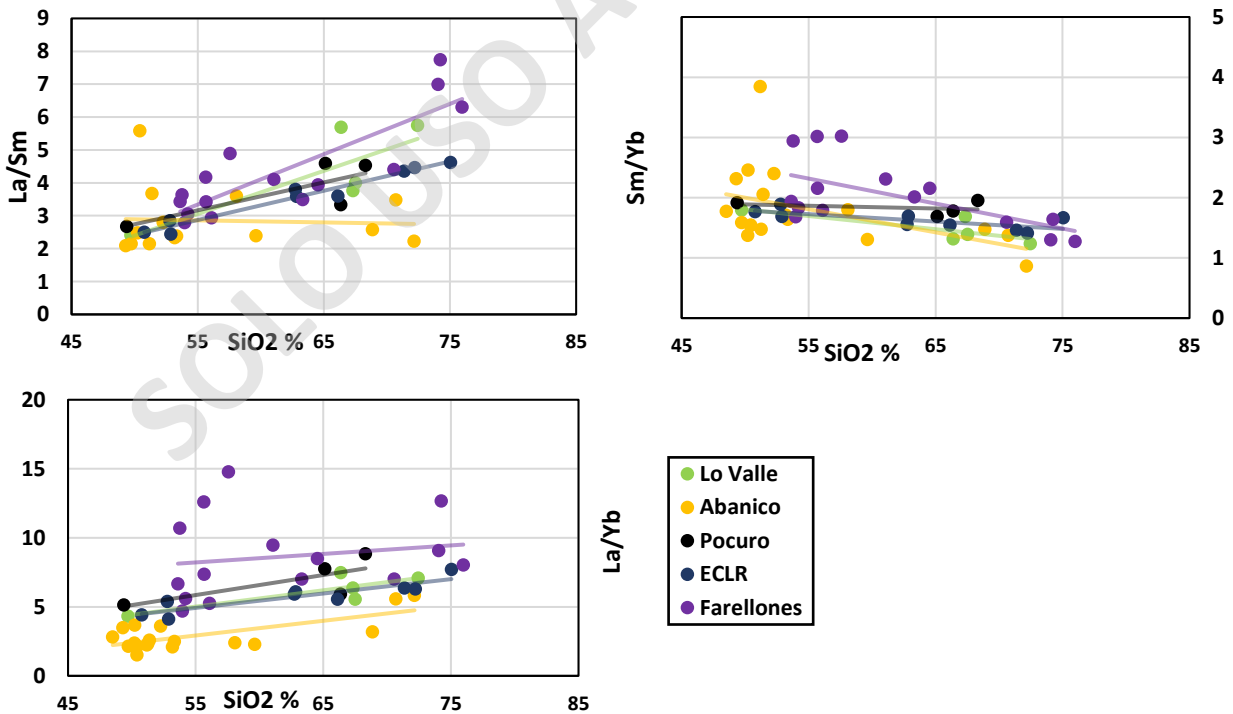


Figura 6.10 Diagrama Harker de las razones La/Sm , Sm/Yb y La/Yb para muestras de la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro, Estratos del Cordón de los Ratones, Formación Abanico y para la Formación Farellones.

En la Figura 6.11 se presenta un gráfico de cajas y bigotes de las razones de La/Yb para distintas unidades que abarcan desde el Cretácico Tardío al Mioceno medio. En específico, la Formación Farellones es la que presenta valores mayores de dicha razón y la Formación Abanico valores menores. Por otra parte se observa que la Formación Lo Valle y los Estratos del Cordón de los Ratones poseen razones promedio bastante similares (~6), mientras que en la Unidad Pocuro se observa un leve aumento de la razón La/Yb alcanzando un valor promedio similar al reportado para la Formación Farellones en su miembro inferior. Debido a que esta razón se utiliza como un proxy para estimar el espesor de la corteza, el pequeño aumento de La/Yb para la Unidad Pocuro podría explicarse por un aumento en el espesor cortical, en contraste con la Formación Lo Valle y los ECLR, además de un menor espesor cortical para la Formación Abanico.

Como se mencionó en el principio de la discusión, las diferencias en los patrones de REE para todos los grupos de muestras consideradas se pueden explicar por grados distintos de contaminación cortical o distintos grados de fusión parcial. La diferencia de incompatibilidad y de movilidad de los elementos LILE/LREE produciría altos valores de esta razón para una mayor asimilación cortical y razones bajas para una menor asimilación cortical. Otra forma de explicar las diferencias en las razones de LILE/LREE es por diferencias en el grado de fusión parcial, donde bajos grados de fusión parcial producen altas razones de estos elementos y altos grados de fusión parcial generan menores valores de esta razón.

De lo expuesto en el argumento anterior, se puede inferir que la Unidad Pocuro habría sufrido una mayor asimilación cortical, a diferencia de la Formación Lo Valle, los Estratos del Cordón de los Ratones y la Formación Abanico, pero no lo suficientemente como para alcanzar valores similares a la Formación Farellones. Además, la Unidad Pocuro habría sufrido tasas de fusión parcial menores, como lo mostrado en el modelo de fusión parcial y que serían concordantes con los volúmenes de los depósitos observados en terreno.

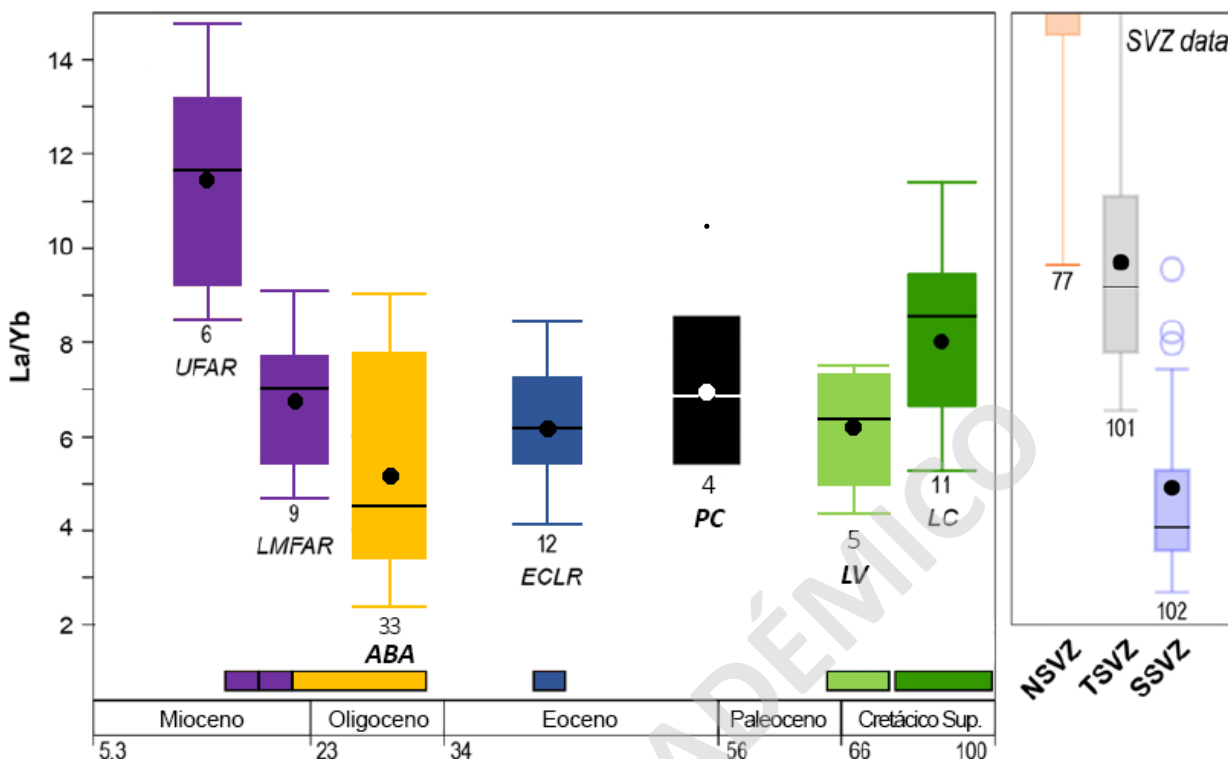


Figura 6.11 Diagrama *boxplot* con razones La/Yb para muestras de todo el espectro composicional de SiO₂ de la Formación Las Chilcas (LC), Formación Lo Valle (LV), Unidad Pocuro (PC), Estratos del Cordón de los Ratones (ECLR), Formación Abanico (ABA) y para la Formación Farellones (LMFAR, UFAR). Los círculos representan los valores promedio para cada grupo. Se incluye los datos de la Zona Volcánica Sur (SVZ) para la comparación agrupados por segmento norte (NSVZ), transicional (TSVZ) y sur (SSVZ). Extraída y modificada de Muñoz-Gómez *et al.* (2019).

6.3.3 Intrusivos Hipabisales

Con respecto a las rocas intrusivas encontradas en terreno y analizadas en esta investigación, se procede a compararlas con los llamados Intrusivos tipo Manquehue (~18-19 ma; Sellés, 1999; Fuentes, 2004), los cuales han sido reportados por Vatin-Perignon *et al.* (1996), Sellés (1999), Fuentes (2004), Hollings *et al.* (2005) y Ojeda (2018) para distintas zonas cercanas al área de estudio y con patrones geoquímicos similares (Figura 6.12).

Dentro de las principales características para atribuir estas rocas a los Intrusivos tipo Manquehue es la alta razón La/Yb (~8.4), el patrón fraccionado de REE y una alta cantidad de anfíbola modal. Estos ejemplares han sido reportados en zona más cordilleranas de la zona de estudio, siendo los analizados en esta investigación los registros más occidentales de este tipo de rocas subvolcánicas, dejando abierta la posibilidad de encontrar más intrusivos de este tipo en otras localidades cercanas a la zona de estudio. Esto indicaría que este cinturón no solo se expande de forma longitudinal (N-S), sino que también de forma transversal.

La Figura 6.12 muestra un patrón coherente de los Intrusivos tipo Manquehue con los Intrusivos Hipabisales, sin embargo, se logra observar una pequeña diferencia en el fraccionamiento de las *HREE*, donde estas presentan mayores concentraciones en estos elementos. Se realiza también, una comparación con rocas básicas de la Formación Farellones debido a su posible correlación temporal, donde se observa que los patrones de los Intrusivos Hipabisales contienen concentraciones más empobrecidas con respecto a dicha formación, pero con patrones paralelos.

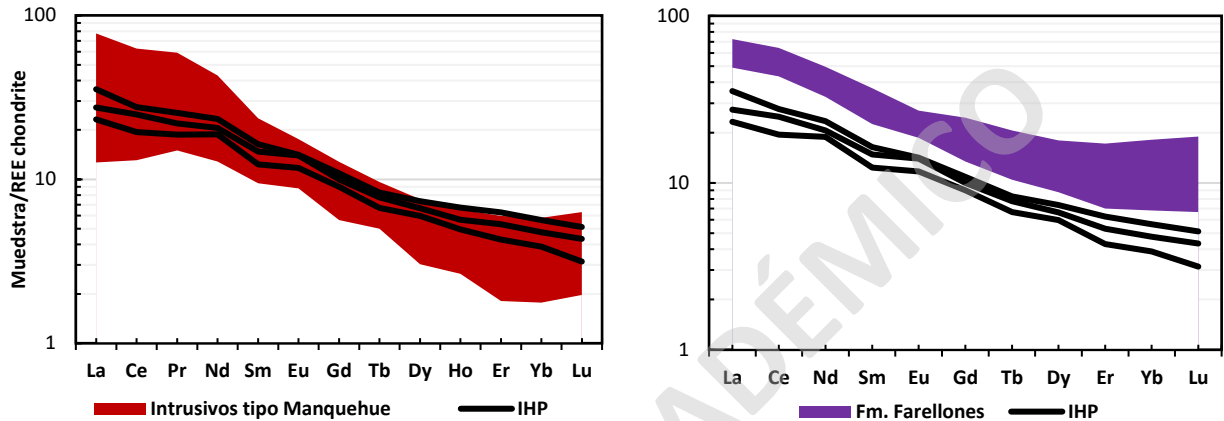


Figura 6.12 Patrones de *REE* normalizados al condrito C1 de Sun & McDonough (1989) para las muestras de los Intrusivos tipo Manquehue (área roja) y Formación Farellones para muestras básicas menores a 58% de SiO_2 (área morada). En líneas negras continuas las muestras de los Intrusivos Hipabisales (IHP).

Los Intrusivos Hipabisales en terreno se observan como filones manto algunos en forma radial en el Cerro Tres Negros y otros como stocks. Es importante recalcar que estos cuerpos se encuentran cercanos a la Unidad Algarrobo (19,9 – 18,2) descrita por Fuentes (2004) como un complejo volcánico formado por dos estratovolcanes erosionados, siendo uno de ellos el Cerro Algarrobo, ubicado a 4 km al sur de los Intrusivos Hipabisales, dejando abierta la posibilidad de poder correlacionar los intrusivos de esta memoria con las unidades descritas por Fuentes (2004).

Tanto los intrusivos tipo Manquehue como la Unidad Algarrobo han sido datados alcanzando edades entre los 22 ma a los 18 ma (Vatin-Perignon *et al.*, 1996; Fuentes, 2004; Hollings *et al.*, 2005). Estas unidades junto con las muestras de este terreno estarían evidenciando un volcanismo de aproximadamente 19 ma diferente y bastante más joven que la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro y Formación Abanico.

El magmatismo asociado a los Intrusivos tipo Manquehue ha sido atribuido a una cristalización fraccionada de granate y anfíbola en condiciones de baja presión debido a la incorporación de grandes contenidos de agua en el magma (Ojeda, 2018), sin embargo, existen otros mecanismos como la asimilación de componentes de la corteza de alta presión, fusión de la corteza oceánica, engrosamiento cortical o la erosión del antearco, que podrían responder a la generación de este tipo de rocas y las altas razones de La/Yb. Para contestar de manera correcta estas interrogantes se sugiere la realización de estudios isotópicos, específicamente de Sr y Nd, a los Intrusivos Hipabisales de esta memoria para entender las características y/o los diferentes ambientes de formación. Comúnmente, estas rocas han sido llamadas como “adakitas”, sin embargo, los Intrusivos Hipabisales de esta memoria no contarían con todas las características para poder identificarlas con este nombre, principalmente por no ser rocas andesíticas por lo que simplemente presentan una signatura tipo “adakítica”.

6.4 Consideraciones tectónicas

Al analizar el contexto tectónico de la zona y de las formaciones y unidades discutidas en la sección anterior, se reconocen tres grandes períodos importantes (Figura 6.5); en primer lugar un período compresivo marcado por la Formación Las Chilcas y el alzamiento de la Cordillera de la Costa en la parte temprana del Cretácico Tardío (Boyce *et al.*, 2020), un segundo evento de tipo extensional caracterizado por la generación de la Cuenca de Abanico y los depósitos relacionadas a esta desde el Eoceno Tardío (Charrier *et al.*, 2007) y finalmente un tercer evento marcado por la generación de los Andes actuales con depósitos asociados a la Formación Farellones desde el Mioceno hasta el presente (Charrier *et al.*, 2002; Giambiagi & Ramos, 2002; Farías *et al.*, 2008). Los tres períodos registran cambios en las características geoquímicas, que son concordantes con los eventos de deformación regional y que demuestran la influencia de estos procesos en la química de los magmas como por ejemplo las razones de La/Yb, donde para la Formación Las Chilcas presentan altas razones y mayores para la Formación Farellones, y razones bajas para la Formación Abanico (Figura 6.10).

Es posible descartar una correlación de la Unidad Pocuro con la Formación Abanico y Farellones por las diferencias composicionales y geoquímicas encontradas, como la mayor cantidad de productos volcánicos ácidos, las altas concentraciones de tierras raras y diferencias en las razones de La/Yb y La/Sm. Con la Formación Las Chilcas, mayormente sedimentaria, se descarta una correlación principalmente por la litología presente. Por lo que una posible correlación estaría dada por las unidades comprendidas entre la parte final del Cretácico Tardío y el Eoceno medio.

Entre el final del Cretácico Tardío y el Eoceno medio se reconocen distintos ambientes tectónicos. Cercano a la región de estudio se presentan dos períodos extensionales, el primero (1) entre los 70-65 ma por la Formación Lo Valle y el segundo (2) iniciado con la depositación de las unidades de los ECLR hace ~42 ma y que continuó hasta la depositación de la Formación Abanico (Eoceno Tardío - Oligoceno). Otros ambientes de tipo compresivos han sido registrados tanto al norte como al sur del área de estudio: a los 29° se ha reportado un episodio de deformación asociado a la fase compresiva “K-T” que generó un cambio importante en la geoquímica de los magmas, y al sur del área de estudio, a los 35° al norte del Valle de Tinguiririca, se registró un episodio de deformación contractiva que se habría generado entre los 60 y 40 ma.

En este sentido para la Unidad Pocuro, la mayor proporción de rocas ácidas junto con un aumento en la razón de La/Yb hacen sospechar una condición más compresiva en la corteza con un mayor espesor cortical. Sin embargo, la similitud y el paralelismo en los patrones de *REE* y multielementos entre las rocas del final del Cretácico Tardío y eocenas revisadas en esta memoria, dan cuenta de procesos similares en la petrogénesis de los magmas. Esto indicaría que en la zona de estudio este supuesto período de deformación no habría causado un acortamiento cortical significativo como el ocurrido en el Oligoceno para la Formación Farellones, donde se generaron cambios en el espesor cortical mucho mayores llegando a razones de La/Yb > 10.

Estudios recientes como los de Balgord & Carrapa (2016), Horton & Fuentes (2016) y Muñoz-Gómez *et al.* (2019) proponen que entre el final del Cretácico Tardío y el Eoceno medio prevaleció un ambiente de neutralidad tectónica.

En los trabajos de Balgord & Carrapa (2016), asociados a la evolución de la cuenca de Neuquén y la zona de Malargüe, explica que la depositación de la Formación Diamante y el Grupo Malargüe se debió al movimiento absoluto que presentó la placa Farallón similar al de Sudamérica, en el Cretácico Tardío al Paleógeno temprano, lo que condujo a un límite neutro o de extensión y provocó que la zona de Malargüe no se haya movido cuando se depositaban estas formaciones (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Seton *et al.*, 2012). Por otra parte, Horton & Fuentes, (2016) proponen para esta región, que el desarrollo de inconformidades entre el Paleoceno y el Mioceno es debido a una disminución del acoplamiento de placas.

La generación de los ambientes tectónicos neutros según estos estudios, están regidos por dos factores primordiales (i) una disminución en la velocidad de convergencia entre la placa Farallón (Maloney *et al.*, 2013) (ii) y una disminución de la velocidad absoluta de la placa Sudamericana (Maloney *et al.*, 2013). Ambos escenarios ocurrieron en el margen durante el Cretácico Tardío y el Eoceno medio, las cuales generaron un menor acoplamiento en la placa superior conduciendo a ambientes de neutralidad (Muñoz *et al.*, 2018).

El modelo propuesto por Horton & Fuentes (2016; Figura 6.13) refleja de manera apropiada el escenario evolutivo en la región de estudio, donde un mayor acople de la placa superior produciría una deformación compresiva con un aumento significativo en el espesor cortical generando altas razones de La/Yb y un potente registro de unidades estratificadas como lo sucedido con la Formación Las Chilcas. Posteriormente, un menor acople de las placas no produciría ningún tipo de deformación en la placa superior generando una leve variación en el espesor cortical, además no se genera carga flexural en la cuenca de tras-arco, provocando una muy lenta a limitada subsidencia generando una disconformidad, muy similar a los sucedido entre la Formación Lo Valle, la Unidad Pocuro y los ECLR. Por último, un desacople total de la placa, generaría ambientes extensionales concordantes con la Formación Abanico.

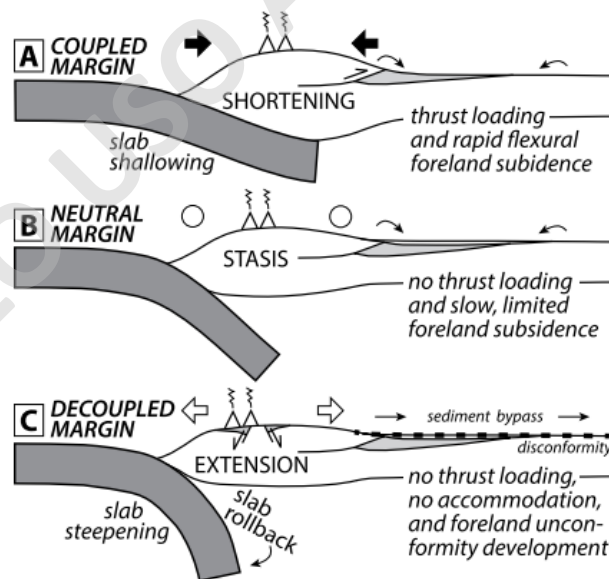


Figura 6.13 Secciones transversales esquemáticas de los modelos propuestos de acoplamiento y genesis de las cuencas a lo largo del margen andino. Flechas grandes indican el régimen de tensión inferido. A: Margen acoplado con acortamiento de la placa superior. B: Margen neutro sin deformación de la placa superior. C: Margen desacoplado con extensión de la placa superior. Extraído de Horton & Fuentes (2016).

Es importante mencionar que estos factores que generan un menor acoplamiento pueden representar variaciones a escala continental, sin embargo, variaciones en el ángulo de subducción, generadas por diferencias en la flotabilidad o engrosamiento por la subducción de mesetas asísmicas, proporcionan un escenario más factible para generar cambios en el grado de acoplamiento a escala más pequeña (Horton & Fuentes, 2016). Esto explicaría las propuestas contradictorias que se han expuesto para la transición de la deformación cretácica y cenozoica.

De lo expuesto anteriormente resulta complejo establecer solo con análisis geoquímicos una asignación o correlación con una formación específica a la Unidad Pocuro, principalmente debido a que las diferencias geoquímicas y petrográficas no son tan significativas y por la nula presencia de dataciones radiométricas para esta unidad. Sin embargo, se puede establecer que para la Formación Lo Valle, Unidad Pocuro y los ECLR tuvieron génesis y escenarios evolutivos muy similares, donde la neutralidad tectónica explicaría las características distintivas de estos períodos. Por lo tanto, no se cierra la posibilidad de correlacionar la Unidad Pocuro con unidades del Eoceno medio como Los Estratos del Cordón de los Ratones y solo la realización de dataciones radiométricas y/o análisis isotópicos podría responder a esta problemática.

6.5 Modelo de evolución paleográfica

En base a los antecedentes expuestos previamente, se presenta en la Figura 6.14 un modelo de evolución paleográfica para la zona de estudio.

6.5.1 Cretácico Superior Temprano

Este período está marcado por la depositación de los cuatros miembros de la Formación Las Chilcas iniciado aproximadamente a los 105 ma en un ambiente de inversión tectónica. Los miembros volcánicos marcan una migración del arco volcánico hacia el este. Esta formación representa los depósitos sinorogénicos del antepaís más proximal acumulados en un evento de inversión tectónica (Boyce, 2015).

6.5.2 Cretácico Superior Tardío – Eoceno Medio

Comienza con la depositación de la Formación Lo Valle en una cuenca extensional donde el magma ascendió por el desarrollo de una sistema de fallas de intra-arco, las que podrían haber favorecido el desarrollo de mecanismos de diferenciación magmática (Tapia *et al.*, 2015). Posterior a la depositación de la Formación Lo Valle se depositan los productos volcánicos de la Unidad Pocuro controlada por la Falla Infiernillo producto de grados de fusión parcial menores y una contaminación cortical media con respecto a la orogenia previa.

El arco magmático tanto Cretácico Superior Tardío como Eoceno Medio se desarrollaría en condiciones de neutralidad tectónica y/o en etapas iniciales de condiciones extensionales (Muñoz-Gómez *et al.*, 2019).

6.5.3 Eoceno Superior – Oligoceno

Se deposita la Formación Abanico en la Cuenca de Abanico producto de altos grados de fusión parcial reflejada en un intenso volcanismo y una gran actividad magmática (Charrier *et al.*, 2007). Esta formación se asocia con períodos de subsidencia regional causado principalmente por el adelgazamiento de la corteza continental, la cual habría permitido que los magmas no sufrieran grandes grados de contaminación.

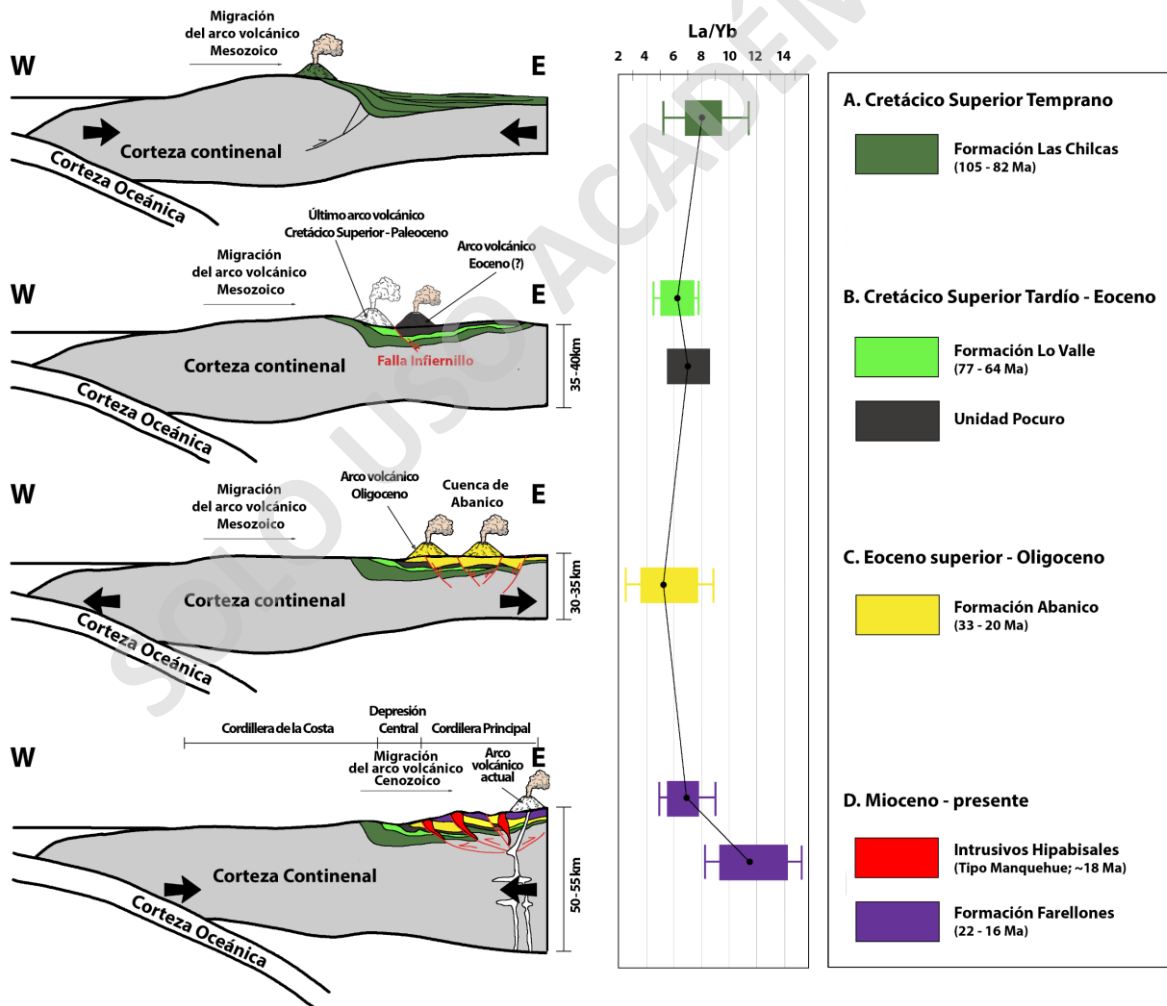


Figura 6.14 Perfil esquemático de la evolución paleográfica y tectónica a los 32°53'S. En el lado derecho se presentan las razones de La/Yb en un gráfico de cajas y bigotes para cada formación.

6.5.4 Mioceno - presente

Comienza con la depositación de la Formación Farellones en el comienzo de un período de engrosamiento cortical, la cual habría sido provocada por la inversión de la Cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2007). El engrosamiento produce mayores grados de contaminación cortical. El volcanismo disminuye debido a un menor grado de fusión parcial y a partir del Mioceno medio solo existe una predominancia a la fases intrusivas, las cuales reflejan una evolución en niveles corticales inferiores en presencia de anfíbol (Ojeda, 2018). Este período está representado por los Intrusivos Hipabisales tipo Manquehue y que evidencia los procesos de acortamiento y engrosamiento a partir de los 18 ma.

SOLO USO ACADÉMICO

7 CONCLUSIONES

La Unidad Pocuro, que aflora a 5 km al sur de la ciudad de Los Andes está formada por depósitos volcánicos esencialmente ácidos de una potencia aproximada de 400 m, correspondientes a lavas dacíticas y riolíticas con un pequeño porcentaje de lavas basálticas, además de tobas líticas y cristalinas, y brechas volcánicas de composiciones intermedias. Estas diferencias composicionales reflejan un carácter bimodal de esta unidad.

La geoquímica presente en la Unidad Pocuro muestra contenidos de SiO_2 que varían entre 49% a 68%, sin composiciones intermedias. Sus patrones se encuentran enriquecidos en *REE* y *HFSE* respecto a las unidades cretácicas de la Formación Lo Valle. Ambas unidades presentan características típicas de magmas de arco, con un enriquecimiento en *LILE* y una anomalía negativa en los elementos Nb y Ta en los diagramas multielementos.

La Unidad Pocuro se habría generado por bajas tasas de fusión parcial de un manto lherzolítico de espinela del manto primitivo, que posteriormente sufrió procesos de contaminación y cristalización fraccionada generando las expresiones más ácidas de la unidad. La Formación Lo Valle se habría generado por la fusión del mismo manto, pero con mayores tasas de fusión parcial y menores de contaminación cortical con respecto a la Unidad Pocuro.

La correlación de la Unidad Pocuro con rocas del Cretácicas Superior al Eoceno medio debido a similitudes geoquímicas, como la Formación Lo Valle y los Estratos del Cordón de los Ratones, sugieren que las rocas de esta unidad se habrían formado en condiciones similares en ambientes de neutralidad tectónica o en etapas iniciales de condiciones extensionales. Estos ambientes explicarían la poca variación entre las razones de La/Yb en estos períodos y la existencia de un *hiatus* estratigráfico.

Si bien solo una datación podría responder la interrogante de la correlación, se pueden destacar que la disposición en terreno de la Unidad Pocuro al este de la Falla Infiernillo sugeriría que los depósitos de esta unidad tendrían edad cenozoica como lo proponen diferentes estudios estructurales y estratigráficos, donde esta falla sería un segundo compartimiento del límite occidental de la Cuenca de Abanico. De esta manera no se cierra la posibilidad de que la Unidad Pocuro sería correlacionable cronológicamente con los ECLR, tratándose de los primeros depósitos de la Cuenca de Abanico en esta latitud.

BIBLIOGRAFÍA

- Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, K. R., Muñoz, J. A., Roca, E. & Chong, G. (2008). The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, 30(12), 1520–1539.
- Arévalo, C., Grocott, J., Martin, W., Pringle, M. & Taylor, G. (2006). Structural setting of the Candelaria Fe oxide Cu-Au deposit, Chilean Andes (27°30' S). *Economic Geology*, 101(4), 819–841.
- Bachmann, O. & Bergantz, G. (2008). Deciphering magma chamber dynamics from styles of compositional zoning in large silicic ash flow sheets. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Mineralogical Society of America, vol. 69, p. 651-674.
- Balgord, E. A. & Carrapa, B. (2016). Basin evolution of Upper Cretaceous-Lower Cenozoic strata in the Malargüe fold-and-thrust belt: Northern Neuquén Basin, Argentina. *Basin Research*, 28(2), 183–206.
- Bergoeing, J. (2016). Evolución geoquímica del magmatismo de la Región de Los Pelambres (31°S) entre el Cretácico Superior y el Mioceno superior: Implicancias para la evolución tectónica y metalogénica de los Andes de Chile Central. Tesis para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.
- Boyce, D. (2015). Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el Cretácico medio a tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.
- Boyce, D., Charrier, R. & Farías, M. (2020). The First Andean Compressive Tectonic Phase: Sedimentologic and Structural Analysis of Mid-Cretaceous Deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32°50'S). *Tectonics*, 39(2), 1–24.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R. & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117–139.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En en: Moreno, T., Gibbons, W. Eds. *The Geology of Chile*. Geological Society, London, p. 21–114.
- Charrier, R., Farías, M. & Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 65. 05-35.
- Charrier, R., Muñoz, M., Farías, M. & Tapia, F. (2018). Extensional events in the Meso-Cenozoic evolution of the central Chile-Argentina Andes with emphasis on the configuration of the Abanico Basin. *XV Congreso Geológico Chileno*, 1, 1109.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. & Ramos, V. A. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, 18(3–4), 303–332.
- Cornejo, P., Matthews, S. & Pérez de Arce, C. 2003. The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). En *X Congreso Geológico Chileno, Resumen Extendido*. Concepción.

- Creixell, C., Parada, M. Á., Morata, D., Vásquez, P., de Arce, C. P. & Arriagada, C. (2011). Middle-Late Jurassic to early Cretaceous transtension and transpression during arc building in central Chile: Evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology*, 38(1), 37–63.
- Drake, R., Vergara, M., Munizaga, F. & Vicente, J. C. (1982). Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, lat. 31°-36°S. *Earth Science Reviews*, 18(3–4), 353–363.
- Fariás, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, 27(1).
- Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Magister en Ciencias Mención Geología Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago.
- Fock, A., Charrier, R., Fariás, M. & Alvarez, P. (2006). Evolución Cenozoica de los Andes de Chile central. XI Congreso Geológico Chileno, 2(1), 205–208.
- Fuentes, C. (2017). Los Estratos del Cordón de los Ratones de Río Maipo (33°66'S, 70°39'W): Petrología, geoquímica, e implicancias en la evolución andina del Paleógeno en Chile Central. Tesis para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 128p.
- Fuentes, F. (2004). Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 398 p.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., & Féraud, G. (2002). Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): Una reinterpretación sobre la base de dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar. *Andean Geology*, 29(2), 207–225.
- Gana, P. & Wall, R. (1997). Evidencias geocronológicas Ar/Ar y K/Ar de un hiatus cretácico superior-ecoceno en Chile central (33°-33°30'S). *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 145–163.
- Giambiagi, L. B. & Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 101–116.
- Godoy, E. (1982). Geología del área Montenegro - Cuesta de Chacabuco, Región Metropolitana: el "problema" de la Formación Lo Valle. III Congreso Geológico Chileno, 124–146.
- Grocott, J. & Taylor, G. K. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). *Journal of the Geological Society*, 159(4), 425–442.
- Horton, B. K. & Fuentes, F. (2016). Sedimentary record of plate coupling and decoupling during growth of the Andes. *Geology*, 44(8), 647–650.
- Jara, P. (2013). Tectónica mezo-cenozoica en la Cordillera Principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile Santiago, 331p.
- Kay, S. M., Godoy, E. & Kurtz, A. (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1–2), 67–88.

- Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R. & Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34-35°S). *Revista Geologica de Chile*, 24(1), 75–90.
- Larson, R. & Pitman, W. (1972). World-Wide Correlation of Mesozoic Magnetic Anomalies, and Its Implications. *GSA Bulletin* 1972; 83 (12): 3645–3662.
- Machuca, C. (2017). Estratigrafía y Estructuras de la Zona de Falla Pocuro entre los 32°30' y los 33°S. Tesis para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- McKenzie, D. & O'Nions, R. K. (1995). The Source Regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, Vol. 36, No. 1, pp. 133 – 159.
- Mpodozis, C. & Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Earth Sciences Series, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 11, 59–90.
- Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C. & Perelló, J. (2009). Geocronología U/Pb y tectónica de la región de Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. En XII Congreso Geológico Chileno, Santiago.
- Muñoz, M., Tapia, F., Pérsico, M., Farias, M., & Rojas, A. (2017). Estratigrafía del Cretácico Superior en el flanco occidental de los Andes a los 35°S, Chile central. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, Simposio 12, 162-164 p.
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M. & Rojas, A. (2018). Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics*, 744(6), 93–117.
- Muñoz-Gómez, M., Fuentes, C., Fuentes, F., Tapia, F., Benoit, M., Farías, M., Fanning, C. M., Fock, A., Charrier, R., Sellés, D. & Bustamante, D. (2019). Eocene arc petrogenesis in central Chile (C. 33.6°S) and implications for the late cretaceous–miocene andean setting: Tracking the evolving tectonic regime. *Journal of the Geological Society*, 177(2), 258–275.
- Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D. & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, 115(12), 1523–1537.
- Ojeda, F. (2018). Cristales de granate en intrusivo subvolcánico mioceno de la zona de Santiago. Origen e implicancias para la génesis de magmas adakíticos. Tesis para optar al Título de Geólogo, Universidad Andrés Bello, Departamento de Geología, Santiago.
- Oliveros, V., González, J., Espinoza, M., Vásquez, P., Rossel, P., Creixell, C., Sepúlveda, F. & Bastias, F. (2018). The Early Stages of the Magmatic Arc in the Southern Central Andes. En; , et al. *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham.
- Parada, M. A., López-Escobar, L., Oliveros, V., Fuentes, F., Morata, D., Calderón, M., Aguirre, L., Féraud, G., Espinoza, F., Moreno, H., Figueroa, O., Muñoz Bravo, J., Troncoso Vásquez, R. & Stern, C. R. (2007). Andean magmatism. In *The Geology of Chile* (pp. 115-146). (Geological Society Special Publication)
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3), 233–248.

- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. & Wu, W.T. (2003). Relationships between Mafic and Peralkaline Silicic Magmatism in Continental Rift Settings: a Petrological, Geochemical and Isotopic Study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, Vol. 44 p. 2003-2032.
- Persico, M. (2016). La unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55'S): Características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico tardío en el Margen Andino. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Pilger, R.H., Jr. (1983). Kinematics of the South American Subduction Zone from Global Plate Reconstructions. In *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs*, S.J. Ramón Cabré (Ed.).
- Quiroga, R., Farías, M., Charrier, R. & Fock, A. (2015). Evolución estructural y paleogeográfica del sector oriental de la Cuenca de Abanico (Cordillera Principal, entre 33°18' - 33°25' S). En XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, p. 69–72.
- Ramos, V. A. (1996). Evolución tectónica de la Plataforma Continental. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. En Ramos, V & Turic, M. (eds.) *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Relatorio 21: 385-404, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Memoir of the Geological Society of America*, 204(6), 31–65.
- Ramos, V. A. & Folguera, A. (2009). Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society Special Publication*, 327(5), 31–54.
- Rauld, R. (2011). Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis de grado para optar al grado de Doctor en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología. Santiago. 311p.
- Rivano, S. (1996). Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N°73.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352p
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. & Reutter, KJ. (1994). Tectonic Development of the North Chilean Andes in Relation to Plate Convergence and Magmatism Since the Jurassic. In: Reutter, KJ., Scheuber, E., Wigger, P.J. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Scheuber, E. & Gonzalez, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895–910.
- Sellés, D. (1999). La formación abanico en el cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30'S; 70°45'O), Chile Central: Estratigrafía y geoquímica. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, 154 p.
- Sellés, D. (2000). La relación discordante entre las Formaciones Abanico y las Chilcas en la localidad de Angostura: Implicancias regionales. IX Congreso Geológico Chileno. Puerto Varas, vol 1, p. 555–558.

- Sellés, D. & Gana, P. (2001). Geología del Area Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°74, 30 p.
- Somoza, R. & Ghidella, M. E. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 797–809.
- Somoza, R. & Zaffarana, C. B. (2008). Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1–4), 267–277.
- Tapia, F. (2015). Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'S-35°30'S). Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Mención Geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 340 p.
- Tapia, F., Muñoz, M., Farías, M., Arellano, P. & Pérsico, M. (2015). Hallazgo de estratos de edad Cretácico Tardío en el curso alto del río Tinguiririca (~34°55'S). Parte II : Implicancias Tectónicas. XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena. 146–149 p.
- Veloso, A., Neira, S., Siña, A., Vivanco, M., Cembrano, J., Arancibia, G., Heuser, G. & Garrido, I. (2009). Etapas de Alteración/Mineralización en el Depósito de Dominga (Fe-Cu), Región de Coquimbo. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. 390-393 p.
- Vilas, J. F. & Valencio, D. A. (1978). Palaeomagnetism and K-Ar age of the Upper Ordovician Alcaparrosa Formation, Argentina. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55(1), 143–154.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. & Sellés, D. (2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 23–38.

ANEXO A: Metodología técnica analítica

SOLO USO ACADÉMICO

Para la confección de análisis geoquímicos de roca total de elementos mayores, se seleccionaron 10 rocas, de las cuales se retiraron las caras con alteración mediante un martillo y se escogieron *chips* de aproximadamente 5 cm que se guardaron en recipientes de plástico para su posterior pulverización en los Laboratorios de Bureau Veritas sucursal Coquimbo, Chile. Las 10 muestras se pulverizaron hasta un 85% por una malla 200, obteniéndose un molido de ~75 micrones.

Los análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas se realizaron en los Laboratorios Acme en la sucursal de Vancouver, Canadá. Se aplicó la técnica de análisis LF200, donde se funde la muestra con borato de litio, seguida por una etapa de digestión mediante una solución de ácido nítrico débil, asegurando una completa disolución de los óxidos de elementos mayores, minerales refractarios, *REE* y otros elementos. Finalmente se somete al análisis de elementos mayores mediante ICP-ES y elementos traza mediante un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS). Los límites de detección para los análisis de elementos mayores y trazas se presentan en las siguientes tablas, junto con el reporte de control de calidad.

Óxidos (%)	Límite de detección	Método de análisis
SiO ₂	0,01	ICP-ES
Al ₂ O ₃	0,01	ICP-ES
Fe ₂ O ₃	0,04	ICP-ES
MgO	0,01	ICP-ES
CaO	0,01	ICP-ES
Na ₂ O	0,01	ICP-ES
K ₂ O	0,01	ICP-ES
TiO ₂	0,01	ICP-ES
P ₂ O ₅	0,01	ICP-ES
MnO	0,01	ICP-ES
Cr ₂ O ₃	0,002	ICP-ES
LOI	-5,1	

Elementos Traza (ppm)	Límite de detección	Límite Superior	Método de análisis
Ba	1	50000	ICP-MS
Ni	20	10000	ICP-ES
Sc	1	10000	ICP-ES
Be	1	10000	ICP-MS
Co	0,2	10000	ICP-MS
Cs	0,1	1000	ICP-MS
Ga	0,5	10000	ICP-MS
Hf	0,1	10000	ICP-MS
Nb	0,1	10000	ICP-MS
Rb	0,1	1000	ICP-MS
Sn	1	10000	ICP-MS
Sr	0,5	50000	ICP-MS
Ta	0,1	1000	ICP-MS
Th	0,2	10000	ICP-MS
U	0,1	10000	ICP-MS
V	8	10000	ICP-MS
W	0,5	10000	ICP-MS
Zr	0,1	50000	ICP-MS
Y	0,1	50000	ICP-MS
La	0,1	50000	ICP-MS
Ce	0,1	50000	ICP-MS
Pr	0,02	10000	ICP-MS
Nd	0,3	10000	ICP-MS
Sm	0,05	10000	ICP-MS
Eu	0,02	10000	ICP-MS
Gd	0,05	10000	ICP-MS
Tb	0,01	10000	ICP-MS
Dy	0,05	10000	ICP-MS
Ho	0,02	10000	ICP-MS
Er	0,03	10000	ICP-MS
Tm	0,01	10000	ICP-MS
Yb	0,05	10000	ICP-MS
Lu	0,01	10000	ICP-MS

QUALITY CONTROL REPORT

CQQ21000276.1

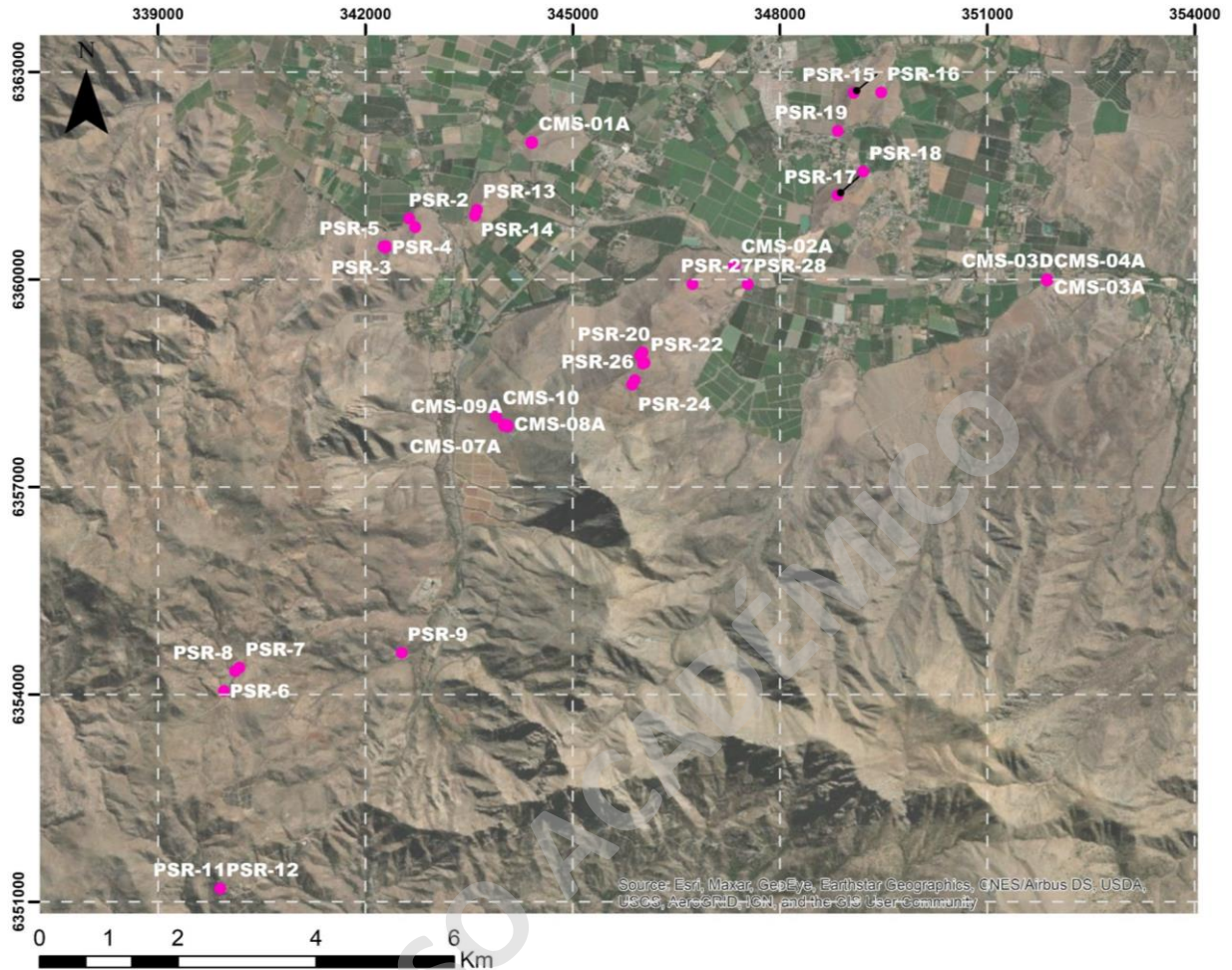
Method	Analyte	Unit	MDL	LF200 % SiO2	LF200 % Al2O3	LF200 % Fe2O3	LF200 % MgO	LF200 % CaO	LF200 % Na2O	LF200 % K2O	LF200 % TiO2	LF200 % P2O5	LF200 % MnO	LF200 % Cr2O3	LF200 ppm Ba	LF200 ppm Ni	LF200 ppm Sc	LF200 % LOI	LF200 % Sum	LF200 ppm Be	LF200 ppm Co	LF200 ppm Cs	LF200 ppm Ga
Pulp Duplicates				0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.002	1	20	1	-5.1	0.01	1	0.2	0.1	0.5
PSR -5	Rock			49.71	20.21	9.09	3.66	8.36	3.82	1.01	0.97	0.24	0.18	<0.002	286	<20	28	2.5	99.78	2	19.6	3.0	18.1
REP PSR -5	QC			49.99	20.11	8.99	3.60	8.37	3.80	1.01	0.97	0.24	0.17	<0.002	277	<20	28	2.5	99.79	<1	19.6	3.1	17.5
PSR -21	Rock			51.49	18.52	8.25	3.94	8.63	3.38	0.75	0.87	0.17	0.13	0.004	234	23	15	3.6	99.78	1	23.9	0.6	18.8
REP PSR -21	QC																						
Reference Materials																							
STD GS311-1	Standard																						
STD GS910-4	Standard																						
STD SO-19	Standard			60.41	13.92	7.56	2.93	5.91	4.05	1.29	0.70	0.32	0.13	0.497	451	477	27	1.9	99.78	17	23.2	4.2	16.4
STD SO-19	Standard			60.26	14.00	7.59	2.92	5.95	4.08	1.30	0.70	0.32	0.13	0.498	449	475	27	1.9	99.79	17	22.3	4.3	15.3
STD GS311-1 Expected																							
STD GS910-4 Expected																							
STD SO-19 Expected				61.13	13.95	7.47	2.88	6	4.11	1.29	0.69	0.32	0.13	0.5	486	470	27			20	24	4.5	17.5
BLK	Blank																						
BLK	Blank			0.06	<0.01	<0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.002	<1	<20	<1	0.0	0.08	<1	<0.2	<0.1	<0.5
Prep Wash																							
QUARTZ_CQQ	Prep Blank			98.61	0.09	1.13	<0.01	<0.01	0.02	0.03	<0.01	<0.01	0.01	<0.002	3	<20	<1	0.1	100.02	<1	<0.2	<0.1	1.3
QUARTZ_CQQ	Prep Blank			98.68	0.09	1.16	<0.01	0.01	0.02	0.03	<0.01	<0.01	0.01	<0.002	5	<20	<1	0.0	100.02	<1	0.4	<0.1	0.6

Method	Analyte	Unit	MDL	LF200 ppm Hf	LF200 ppm Nb	LF200 ppm Rb	LF200 ppm Sn	LF200 ppm Sr	LF200 ppm Ta	LF200 ppm Th	LF200 ppm U	LF200 ppm V	LF200 ppm W	LF200 ppm Zr	LF200 ppm Y	LF200 ppm La	LF200 ppm Ce	LF200 ppm Pr	LF200 ppm Nd	LF200 ppm Sm	LF200 ppm Eu	LF200 ppm Gd	LF200 ppm Tb
Pulp Duplicates				0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	8	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	0.01
PSR -5	Rock			2.2	1.7	12.3	<1	553.6	0.1	1.0	0.4	249	<0.5	71.5	23.4	9.9	24.3	3.43	17.0	4.11	1.23	4.41	0.68
REP PSR -5	QC			2.2	1.6	11.7	<1	555.3	0.1	1.2	0.4	249	<0.5	72.8	23.5	10.0	24.3	3.38	16.3	4.05	1.19	4.32	0.68
PSR -21	Rock			1.5	1.5	11.0	<1	702.9	0.1	0.9	0.3	198	<0.5	52.5	9.7	8.4	16.9	2.42	10.9	2.50	0.82	2.23	0.31
REP PSR -21	QC																						
Reference Materials																							
STD GS311-1	Standard																						
STD GS910-4	Standard																						
STD SO-19	Standard			3.0	65.0	18.9	19	304.1	4.5	13.1	19.4	167	9.1	106.8	34.8	73.2	159.2	19.29	74.3	13.23	3.57	9.75	1.37
STD SO-19	Standard			3.1	64.0	18.3	18	309.2	4.6	12.8	19.3	169	8.8	107.1	35.4	72.4	159.4	18.86	73.1	12.62	3.46	9.77	1.34
STD GS311-1 Expected																							
STD GS910-4 Expected																							
STD SO-19 Expected				3.1	68.5	19.5	19	317.1	4.9	13	19.4	165	9.8	112	35.5	71.3	161	19.4	75.7	13.7	3.81	10.53	1.41
BLK	Blank																						
BLK	Blank			<0.1	<0.1	<0.1	<1	0.6	<0.1	<0.2	<0.1	<8	<0.5	3.4	<0.1	<0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01
Prep Wash																							
QUARTZ_CQQ	Prep Blank			<0.1	0.6	0.5	<1	0.6	<0.1	<0.2	<0.1	<8	5.0	1.7	<0.1	0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01
QUARTZ_CQQ	Prep Blank			<0.1	0.7	0.4	<1	1.0	<0.1	<0.2	<0.1	<8	<0.5	4.4	<0.1	0.1	<0.1	<0.02	<0.3	<0.05	<0.02	<0.05	<0.01

Method	Analyte	Unit	MDL	LF200 ppm Dy	LF200 ppm Ho	LF200 ppm Er	LF200 ppm Tm	LF200 ppm Yb	LF200 ppm Lu	TC000 % TOT/C	TC000 % TOT/S
Pulp Duplicates				0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02
PSR -5	Rock			4.20	0.91	2.55	0.35	2.29	0.36	0.03	<0.02
REP PSR -5	QC			4.15	0.87	2.61	0.37	2.34	0.37		
PSR -21	Rock			1.87	0.38	1.04	0.14	0.96	0.13	0.04	<0.02
REP PSR -21	QC									0.03	<0.02
Reference Materials											
STD GS311-1	Standard									0.96	2.35
STD GS910-4	Standard									2.56	8.20
STD SO-19	Standard			7.18	1.36	3.74	0.53	3.59	0.52		
STD SO-19	Standard			7.40	1.36	3.83	0.53	3.46	0.51		
STD GS311-1 Expected										1.02	2.35
STD GS910-4 Expected										2.65	8.27
STD SO-19 Expected				7.5	1.39	3.76	0.55	3.55	0.53		
BLK	Blank									<0.02	<0.02
BLK	Blank			<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01		
Prep Wash											
QUARTZ_CQQ	Prep Blank			<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	<0.02	<0.02
QUARTZ_CQQ	Prep Blank			<0.05	<0.02	<0.03	<0.01	<0.05	<0.01	<0.02	<0.02

ANEXO B: Ubicación de muestras y puntos de control




SOLO USO ACADÉMICO



ANEXO C: Descripción petrográfica muestra de mano

SOLO USO ACADÉMICO

CÓDIGO	SECTOR	UTM_E	UTM_N	DESCRIPCIÓN	NOMBRE
PSR-1	Bandurrias	342718	6360756	Roca ígnea extrusiva, presenta fenocristales de plagioclasa alterados a minerales verdosos. Los minerales máficos de grano fino y medio están alterados a óxidos. Masa fundamental rosada de grano fino. Intercrecimiento de minerales en los cristales de plagioclasa.	Riolita
PSR-2	Bandurrias	342630	6360883	Roca hipocristalina de grano fino. Masa fundamental gris alterada a epidota. Presenta fenocristales de plagioclasa y óxidos de hierro color rojo.	Andesita
PSR-3	Bandurrias	342291	6360464	Roca de textura porfírica con cristales de plagioclasa de grano medio en abundante proporción (40%). Minerales máficos alterados a óxidos de hierro.	Andesita de hornblenda
PSR-4	Bandurrias	342292	6360484	Roca ígnea extrusiva de textura porfírica. La masa fundamental presenta tonalidades rojizas. Fenocristales de plagioclasas de hasta 2 mm que ocupan un 40% de la roca. Minerales máficos representan menos del 10% de la roca total y están alterados a óxidos de hierro.	Andesita

PSR-5		Bandurrias	342258	6360476	<p>Roca con textura porfírica de cristales de plagioclasa anhedrales que representan el 50% de la roca. La masa fundamental es de tonalidades grisáceas y en algunas zonas presenta alteración de minerales verdosos.</p>	Basalto de olivino
PSR-6		Cuesta Chacabuco	339953	6354047	<p>Roca piroclástica de tamaño lapilli con fragmentos líticos (30%), pómez (10%) y cristales (40%). Los líticos que presenta son de clastos volcánicos de colores morados y grises con tamaños máximos 1,5 cm. Los cristales son principalmente plagioclasas (25%) de grano medio y biotitas (15%) de grano fino. Presenta una composición riolítica-dacítica con tonalidades rosadas. Se observan vesículas.</p>	Toba cristalina riolítica
PSR-7		Cuesta Chacabuco	340177	6354385	<p>Roca de textura afanítica de tonalidades moradas y grises. Presenta amígdalas rellenas de alteración amarilla. La roca está muy alterada, no se logra diferenciar ningún mineral primario. Presenta pequeñas obsidianas.</p>	Andesita

PSR-8		Cuesta Chacabuco	340114	6354335	Roca de textura afanítica de tonalidades gris oscuro. Presenta plagioclasas traslucida de grano medio, biotitas y anfíbolos de grano fino.	Andesita basáltica
PSR-9		Cuesta Chacabuco	342522	6354602	Textura piroclástica con fragmentos mayores tamaño lapilli – bloque y una matriz tamaño ceniza. Dentro de los fragmentos mayores presenta un 25% de fragmentos líticos de tamaño máximo 2 cm principalmente de origen volcánico (tres familias). Un 30% de la roca son cristales, plagioclasas y unos pequeños cristales máficos indeterminados. La matriz de la roca es de tonalidades rosadas.	Toba de lapilli lítica cristalina
PSR-10		Cuesta Chacabuco	339900	6351193	Roca piroclástica con fragmentos tamaño ceniza (80%). Presenta cristales de plagioclasa (10%) fragmentados y un 10% de pómez de 4 cm máximo. La matriz es de tonalidades rosadas. La presencia de pómez, además de los cristales de los fenocristales de plagioclasa señalan una composición dacítica.	Toba eutaxítica pumícea dacítica

PSR-11		Cuesta Chacabuco	339900	6351193	<p>Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa traslucida (25%) de hasta 2 mm prismáticas, además de un 20% de piroxeno de grano fino y 10% de biotita. La masa fundamental es gris oscura. Los minerales máficos se encuentran alterados a óxidos de hierro.</p>	Andesita basáltica
PSR-12		Cuesta Chacabuco	339900	6351193	<p>Roca hipocristalina de grano fino con abundante presencia de plagioclasa blanquecina tabular (50%). No presenta cristales máficos a simple vista. Presenta pequeñas cavidades, algunas de ellas rellenas de arcillas naranjas (jarosita).</p>	Andesita basáltica de hornblenda
PSR-13		Cerro La Monja	343613	6361010	<p>Roca hipocristalina de grano fino. Presenta fenocristales de plagioclasa alterados a epidota y arcilla que varían entre <1 mm y 3 mm.</p>	Andesita
PSR-14		Cerro La Monja	343581	6360923	<p>Roca de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa de 3 mm en promedio, muy alteradas a arcillas blancas y amarillas (35%). Presencia de piroxenos de 1-2 mm en promedio, la mayoría se encuentran alterados a óxidos de hierro (20%). La masa fundamental es negra.</p>	Andesita basáltica

PSR-15		Cerro Lo Aguirre	349068	6362699	<p>Roca muy alterada de grano fino con textura brechizada. Solo los cristales de plagioclasa son visibles a simple vista, son tabulares y representan el 10% de la roca, algunas de ellas se encuentran alteradas a arcillas. La roca presente clastos volcánicos de similar composición, pero con tonalidades distintas (anaranjados y negros). La masa fundamental es de tonalidades moradas.</p>	Toba de lapilli lítica dacítica
PSR-16		Cerro Lo Aguirre	349464	6362708	<p>Roca efusiva de tonalidades grisáceas. Presenta cristales de plagioclasa tabulares de grano medio (10%), algunas de ellas se encuentran alteradas a epidota (5%), presenta también cristales de hornblenda de grano fino (<10%)</p>	Dacita de hornblenda
PSR-19		Cerro Lo Aguirre	348835	6362150	<p>Minerales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda, presentan una orientación preferencial. La masa fundamental es de tonalidades moradas.</p>	Andesita de piroxeno

PSR-17		Cerro Pocuro	348837	6361219	<p>Roca de textura piroclástica con 60% de fragmentos tamaño lapilli y 40% tamaño ceniza. Los componentes principales son 10% líticos, 20% cristales y 20% de vidrio. Es de composición riolítica y presenta <i>fiamme</i> generando una textura eutaxítica.</p>	Toba de lapilli eutaxítica
PSR-18		Cerro Pocuro	349204	6361562	<p>Roca afanítica de grano muy fino presenta tonalidades grisáceas. El porcentaje de minerales máficos (25%) es mayor al de plagioclasas (15%)</p>	Basalto de olivino
PSR-20		Cerro Tres Negros	346010	6358944	<p>Roca de textura piroclástica de tonalidades moradas, presenta un 30% de fragmentos tamaño lapilli y 70% tamaño ceniza. Se distinguen 3 familias de clastos volcánicos que representan el 60% de los fragmentos mayores y 40% de cristales, principalmente plagioclasa. Presenta amígdalas rellenas de minerales férricos.</p>	Toba de lapilli amigdaloidal lítica
PSR-21		Cerro Tres Negros	345972	6358899	<p>Roca con fenocristales de hornblendas (15%), presenta plagioclasas de grano fino y medio (40%) e biotitas de grano fino (10%). La masa fundamental está alterada a clorita-epidota.</p>	Andesita basáltica de hornblenda epidota.

PSR-22



Cerro Tres Negros

346039 6358794

Roca de textura piroclástica, presenta un 40% de cristales de plagioclasa tamaño lapilli y un 30% de líticos volcánicos de 1 a 2 cm en promedio con un buen redondeamiento. Todas las plagioclasas se encuentran alteradas a arcillas. La matriz se encuentra alterada a óxidos de hierro

Toba de lapilli cristalina lítica

PSR-23



Cerro Tres Negros

346015 6358781

Roca piroclástica con un 60% de fragmentos tamaño ceniza y 40% lapilli. De los fragmentos mayores un 15% son líticos y 25% cristales. Los líticos son de origen volcánico, basaltos y andesitas.

Toba de lapilli cristalina lítica riolítica

PSR-24




Cerro Tres Negros

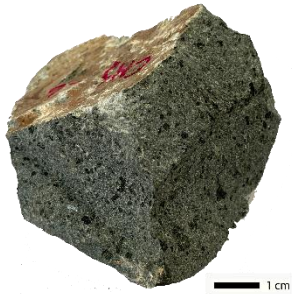
345861 6358480

Roca piroclástica, presenta cristales de plagioclasa y hornblenda de tamaño lapilli que representan el 15% de la roca. 20% de líticos volcánicos de tamaño entre 3 mm a 1 cm. La matriz es de tamaño ceniza y presenta tonalidades rosadas. Existen algunas amígdalas que representan <5% de la roca.

Toba de lapilli lítica

PSR-25		Cerro Tres Negros	345861	6358483	Textura piroclástica con fragmentos tamaño lapilli <10% y ceniza 90%. Se compone principalmente de <i>fiamme</i> (50%) y muy pocos cristales y líticos (<10%).	Toba eutaxítica
PSR-26		Cerro Tres Negros	345898	6358545	Roca piroclástica con plagioclasas alteradas a arcillas (20%), líticos tamaño lapilli de hasta 1 cm Presenta zeolitas. Presencia de textura eutaxítica	Toba cristalina eutaxítica
CMS-5		Cerro Tres Negros	344055	6357884	Roca con textura piroclástica que presenta entre un 5-10% de fragmentos tamaño bomba, 40% lapilli y 50% ceniza. Presenta líticos volcánicos polimícticos (30%) y 10% de cristales de plagioclasa. La matriz presenta tonalidades moradas y en algunas zonas muy alterada a clorita, presenta abundante magnetismo.	Toba de lapilli lítica andesítica

CMS-6



Cerro Tres Negros

344055 6357884

Roca de textura porfírica e hipocristalina. Presenta fenocristales de hornblenda dentro de una matriz de plagioclasas de grano fino a medio alteradas a cloritas.

Andesita basáltica de hornblenda

CMS-9



Cerro Tres Negros

344010 6358019

Roca piroclástica con líticas tamaño lapilli – bloque que representan el 40% de la roca, son de composición volcánica básica de redondeamiento medio. Posee cristales de plagioclasa de grano medio (10%) y un 10% de pómez.

Brecha de lapilli lítica

PSR-27





Cerro El Castillo

346735 6359934

Roca efusiva de composición ácida. Hipocristalina de grano fino a medio. Presenta cristales de plagioclasa y feldespato potásico (80%) y cristales de biotita de grano muy fino. La masa fundamental presenta tonalidades rosadas.

Riolita

<p>PSR-28</p>		<p>Cerro El Castillo</p>	<p>347532</p>	<p>6359934</p>	<p>Roca hipocristalina de grano fino a medio, presenta bandeamiento. Solo los cristales de plagioclasa son visibles a simple vista. La masa fundamental presenta tonalidades rosadas. Roca muy meteorizada y alterada.</p>	<p>Riolita</p>
<p>CMS-2</p>		<p>Cerro El Castillo</p>	<p>347345</p>	<p>6360211</p>	<p>Roca piroclástica con fragmentos tamaño ceniza en un 60% y lapilli 40%. Presenta fiammes de 2 a 3 mm en promedio y cristales de plagioclasa en un 15% alteradas a arcillas y 5% de biotitas. La matriz presenta tonalidades fuertes de rosado.</p>	<p>Toba de lapilli eutaxítica vítrea-cristalina</p>

SOLO USO ACADÉMICO

ANEXO D: Descripciones petrográficas en microscopio óptico

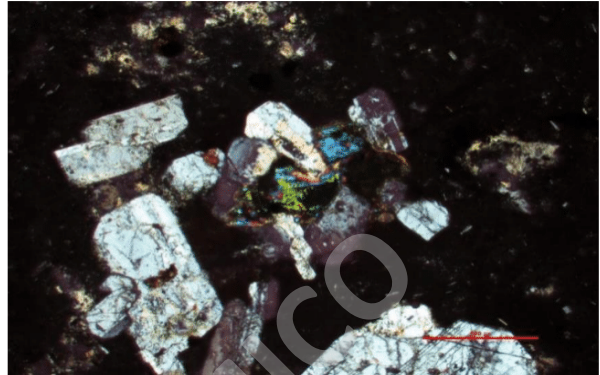
SOLO USO ACADÉMICO

Muestra	PSR-1 Lo Valle	UTM E	342718
		UTM N	6360756
Clasificación petrográfica: Riolita			
Texturas: Glomeroporfírica, intersertal, poiquilitica			
Alteración: Sericita, esmectita, epidota			

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca ígnea extrusiva, presenta fenocristales de plagioclasa alterados a minerales verdosos. Los minerales máficos de grano finos y medios están alterados a óxidos. Masa fundamental rosada de grano fino. Intercrecimiento de minerales en los cristales de plagioclasa.

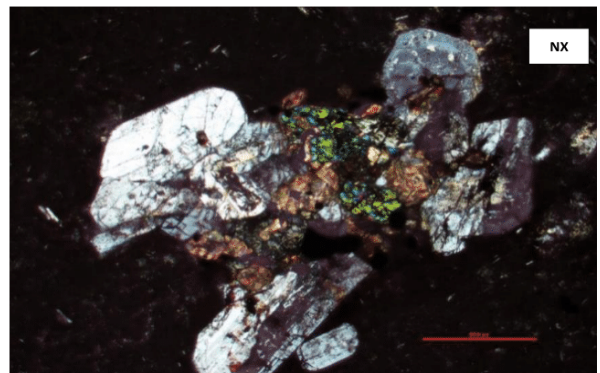
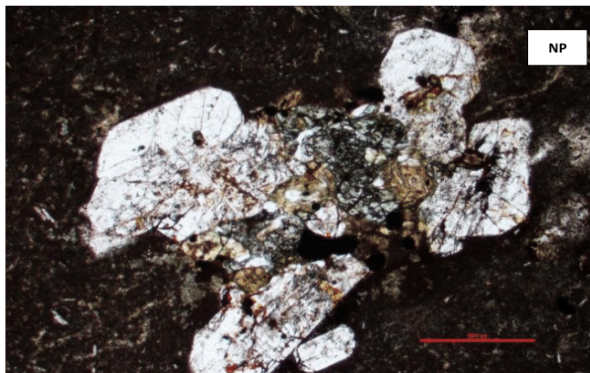
Vista general de la muestra. Se aprecian fenocristales plagioclasas e inmersos en una masa fundamental afanítica de vidrio y plagioclasas <0,3 mm con textura intergranular, y opacos diseminados.

Observaciones microscópicas

Fenocristales	35%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	20	Intensa a sericita y moderada a epidota	Cristales tabulares subhedrales (1- 2 mm) de media integridad. Presenta zonación, macla polisintética, periclina y carlsbad. Presenta inclusiones de óxidos.
Piroxeno	10	Moderada a epidota	Cristales tabulares subhedrales, en ocasiones prismático hexagonal, integridad baja, muy fracturados (0,5 a 1 mm). Presentan bordes de reacción
Olivino	5	Intensa a esmectita y óxidos de Fe	Cristales en punta de 1 mm completamente alterados a esmectita. Está super fracturado.
Masa fundamental	65%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	30	Paragonita - Sericita	De color marrón, parcialmente alterada a sericita
Plagioclasa	15	Moderada a sericita	Microlitos (<0.2 mm) tabulares subhedrales de baja integridad.
Opacos	15	Sin alteración.	Agregados granulares finos (<0.05 mm), diseminados. En ocasiones se presenta como agregados masivos de 0.1 mm.

Minerales de alteración		
Mineral	%	Características especiales/Modo de ocurrencia
Sericita	40	Agregados finos diseminados alterando a algunos fenocristales de plagioclasas.
Epidota	10	Alterando principalmente a las plagioclasas
Esmectita	8	Alterando a olivinos y piroxenos
Pumpellyta	5	Alterando a las biotitas, se presentan como agregados fibrosos <0,2 mm
Clorita	Tr	

Texturas	
Nombre	Características
Intersertal	Vidrio rellenando espacio entre cristales de plagioclasa <0,3 mm
Glomeroporfírica	Principalmente en cristales de plagioclasas de la misma familia o con piroxenos y biotitas
Poiquilitica	Cristales de piroxeno dentro de cristales de plagioclasa.
Bordes de reacción	Reemplazo de minerales opacos en piroxenos
Coronítica	De exterior a interior --> Biotita - Augita - Olivino
Vesicular	No se presenta con tanta frecuencia

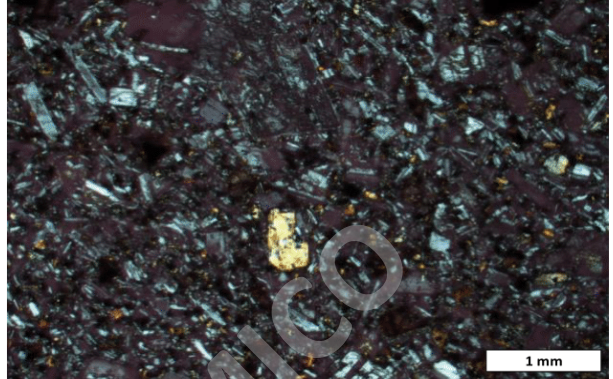


Muestra	PSR-5 Lo Valle	UTM E	342258
		UTM N	6360476
Clasificación petrográfica: <u>Andesita de Olivino</u>			
Texturas: <u>Porfírica</u>			
Alteración: <u>Sericita, Esmectita, Epidota</u>			

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca con textura porfírica de cristales de plagioclasa anhedral que representan el 50% de la roca. La masa fundamental es de tonalidades grisáceas y en algunas zonas presenta alteración de minerales verdesos.

Vista general de la muestra, se observa una gran cantidad de plagioclasas, sin orientación preferente, además de microlitos de olivinos, piroxenos y opacos en la masa fundamental.

Observaciones microscópicas

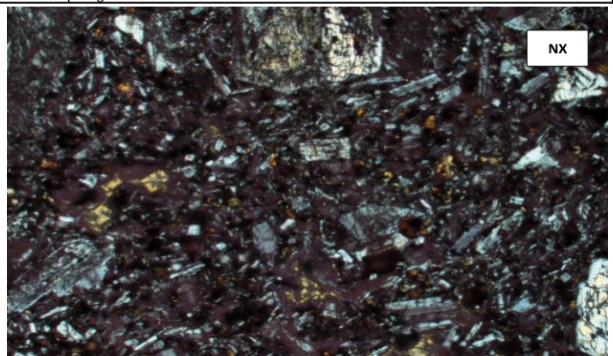
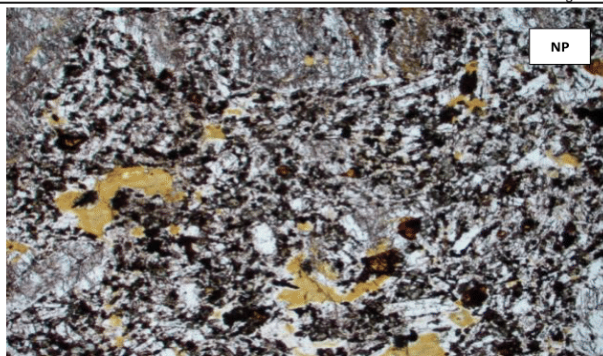
Fenocristales	30%		
Mineral			
Plagioclasa	20	Moderada a sericita	Cristales tabulares de 1 - 2 mm de integridad media-baja. Presentan macla polisintética y periclina. Solo un 30% presenta zonación.
Olivino	10	Completa e intensa a Óxidos de Fe - Iddingsita, esmectita y bowlingita	Cristales prismáticos subhedrales de 0,5 a 1 mm, baja a nula integridad. Se encuentran completamente reemplazados como pseudomorfos

Masa fundamental	70%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	30	Moderada a sericita	Microlitos (<0.3 mm) tabulares subhedrales de baja integridad. Macla de carlsbad y polisintética.
Clinopiroxeno	15	Intensa a epidota	Microlitos (0,1 - 0,3 mm) tabulares y prismáticos subhedrales. Algunos presentan macla carlsbad
Opacos	10	Sin alteración.	Agregados granulares finos (<0.05 mm), diseminados. En ocasiones se presenta como agregados masivos de 0.1 mm.
Olivino	10	Intensa a óxidos	Microlitos (0,1 - 0,3 mm) prismáticos subhedrales.
Vidrio	5	Intensa a palagonita	Vesículas rellenas de palagonita con formas vesiculares de 0,5 mm en promedio

Minerales de alteración		Características especiales/Modo de ocurrencia
Mineral		
Epidota		Alterando principalmente a plagioclasas
Sericita		Alterando a familia de fenocristales de plagioclasa y a la masa fundamental
Palagonita		Rellenando vesículas y alterando al vidrio
Óxidos		Alterando a olivinos

Texturas		Características
Vetillas / Agregados		
Porfírica		Fenocristales de plagioclasa y olivino insertos en masa fundamental cristalina
Amigdaloidal/vesicular		Amigdalas y vesículas de un tamaño máximo de 3 mm
Bordes de reacción		Reemplazo parcial/total en los bordes de cristales de olivino por óxidos de Fe
Intergranular		Cristales de olivino y piroxeno cristalizando entre cristales de plagioclasa

Observaciones
Presenta amigdalas rellenas de palagonita

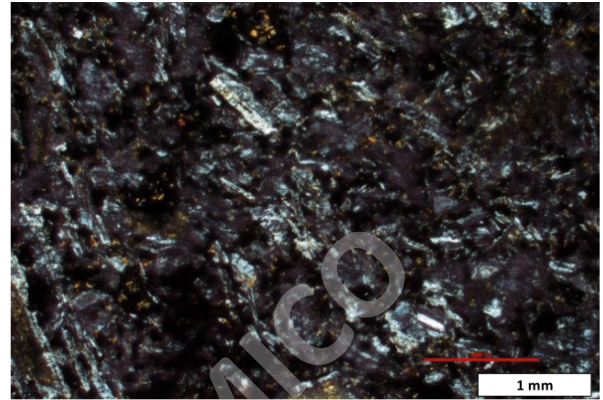


Muestra	PSR-18	UTM E	349204
	Pocuro	UTM N	6361562
Clasificación petrográfica:	Basalto de Olivino		
Texturas:	Porfírica		
Alteración:	Esmectita, sericita, óxidos de Fe		

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca afanítica de grano muy fino presenta tonalidades grisáceas. El porcentaje de minerales máficos (25%) es mayor al de plagioclasas (15%). La roca se encuentra muy alterada

Fenocristales de hornblenda y pseudomorfos de olivino insertos en una matriz de plagioclasas tabulares sin orientación preferente y opacos como agregados microlitos

Observaciones microscópicas

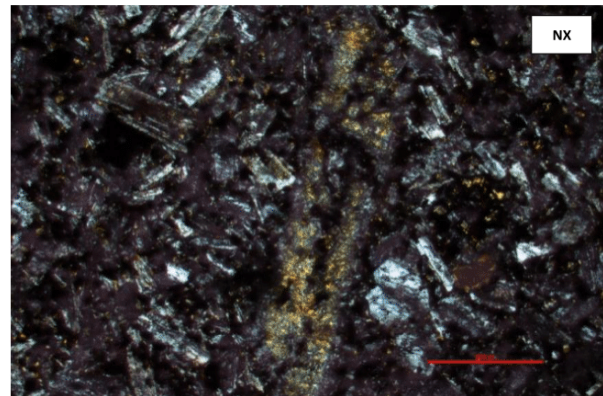
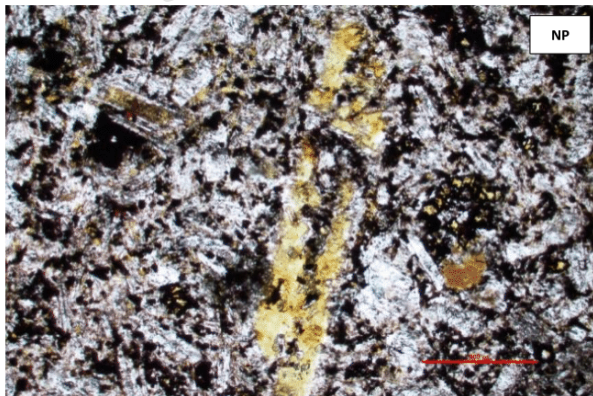
Fenocristales	10%		
Mineral			
Plagioclasa	7	Intensa a sericita	Cristales tabulares de tamaño máximo 1 mm, presentan macla carlsbad y polisintética
Olivino	3	Intensa a óxidos de Fe	Se encuentran muy oxidados, se encuentran como pseudomorfos. Presentan tamaño promedio mayor a las plagioclasas, aproximadamente 2 a 3 mm. Las plagioclasas parecen rodear al cristal de olivino
Masa fundamental	90%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	55	Esmectita y sericita	Agregados tabulares sin orientación preferente, tamaño promedio 0,5 mm. Presentan maclas polisintéticas
Opacos	30		Agregados granulares de <0.5 mm, diseminados. En ocasiones se presenta como agregados masivos de 1 mm.
Vidrio	5		Rellenando espacio entre cristales

Minerales de alteración

Mineral	Características especiales/Modo de ocurrencia
Esmectita	Altera principalmente a los cristales de mayor tamaño de plagioclasa
Ceolitas	Se encuentran rellenando algunas amígdalas
Sericita	Alterando a plagioclasas y masa fundamental
Óxidos de Fe	Pseudomorfos de olivino alterados a óxidos de Fe

Texturas

Nombre	Características
Porfírica	Fenocristales de plagioclasa y olivino insertos en una matriz de plagioclasa
Amígdalas	Irregulares, <0,5 mm, rellenas de palagonita, arcillas y ceolitas



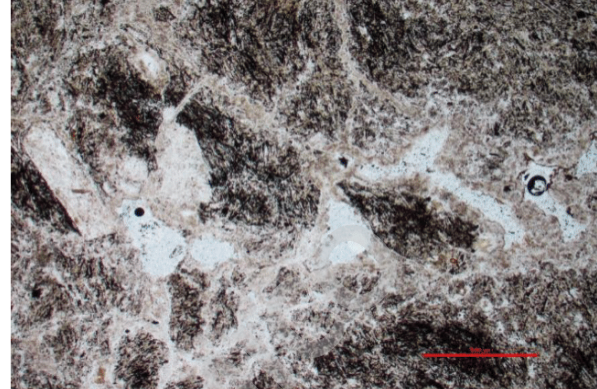
Muestra	PSR-16	UTM E	349464
	Pocuro	UTM N	6362708
Clasificación petrográfica:	Dacita		
Texturas:	Traquítica, porfírica		
Alteración:	Arcillas, esmectita, óxidos de Fe		

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Roca efusiva de tonalidades grisáceas. Presenta cristales de plagioclasa tabulares de grano medio (10%), algunas de ellas se encuentran alteradas a epidota (5%), presenta también cristales de hornblenda de grano fino (<10%)

Fotomicrografía (aspecto general)



Roca porfírica con fenocristales de plagioclasa inserta en una masa fundamental compuesta de microlitos de cuarzo, plagioclasa y vidrio. Presenta amígdalas de 1 mm rellenas de calcita y cuarzo

Observaciones microscópicas

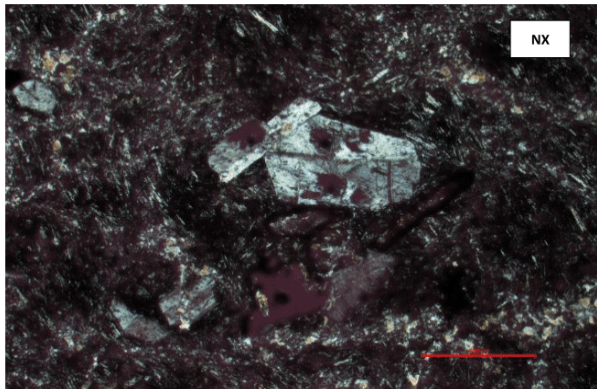
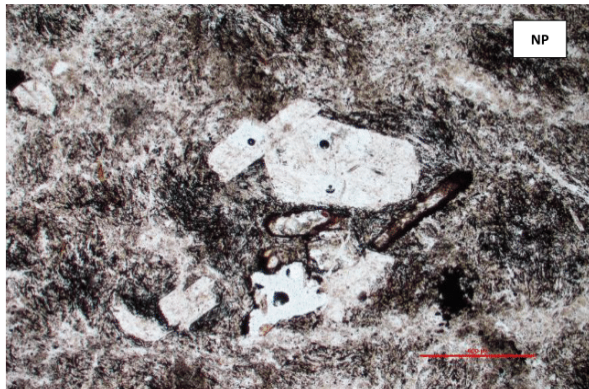
Fenocristales	10%		
Fragmentos mayores	%		
Plagioclasa	5	No presenta	Cristales tabulares de 0,8 mm promedio, presentan maclas simples, integridad intermedia.
Hornblenda	<1	Óxidos de Fe	Tabulares y con borde de reabsorción
Piroxeno	5	Óxidos de Fe	Pequeños cristales subhedrales de <0,3 mm con bordes de absorción. Integridad media-alta

Masa Fundamental		90%	
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	20	Arcillas, esmectita	De color marrón por alteración
Plagioclasa	30	Arcillas, esmectita	Agregados de cristales tabulares <0,5 que presentan una orientación preferente.
Opacos	10		Anhedrales, dispersos en la masa fundamental
Cuarzo	30	No presenta	Se encuentran relleno de fracturas y como parte de la masa fundamental. Microlitos <0,3 mm

Minerales de alteración			Características especiales/Modo de ocurrencia
Mineral	%		
Palagonita		Alterando a vidrio y relleno de amígdalas	
Esmectita		Alterando a masa fundamental	
Óxidos de Fe		Alterando a cristales de piroxeno y hornblenda	

Texturas		
Nombre		Características
Traquítica (Pilotaxítica)		Cristales de plagioclasa que sigan una orientación fluidal
Porfírica		Fenocristales de plagioclasa

Observaciones
Fracturas rellenas de cuarzo.

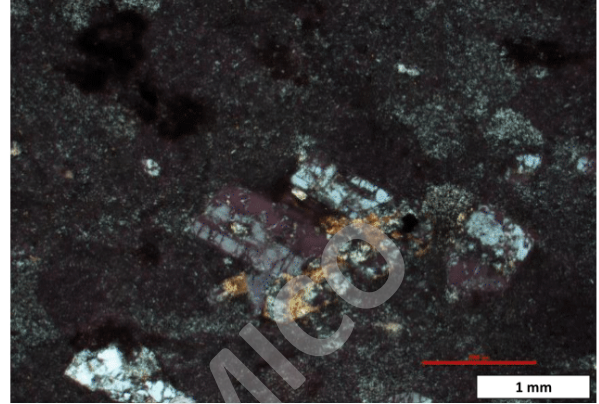


Muestra	PSR-27	UTM E	346735
	Pocuro	UTM N	6359934
Clasificación petrográfica:	Riolita		
Texturas:	Glomeroporfirica, vitrofírica, vesicular		
Alteración:	Sericita, esmectita, clorita		

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca efusiva de composición ácida. Hipocristalina de grano fino a medio. Presenta cristales de plagioclasa y feldespato potásico (80%) y cristales de biotita de grano muy fino. La masa fundamental presenta tonalidades rosadas.

Masa fundamental félsica que pertenece al 80% de la roca total. Un 20% son fenocristales de plagioclasas tabulares con texturas glomeroporfíricas

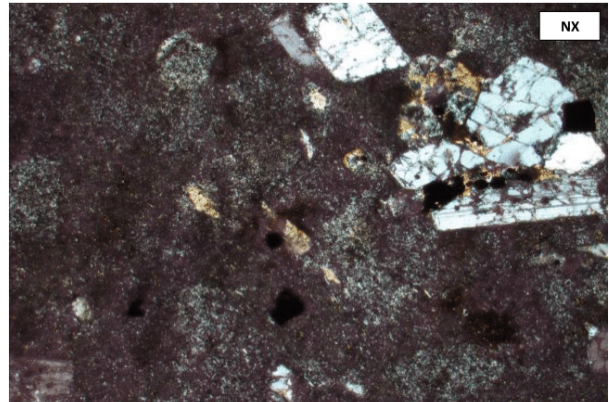
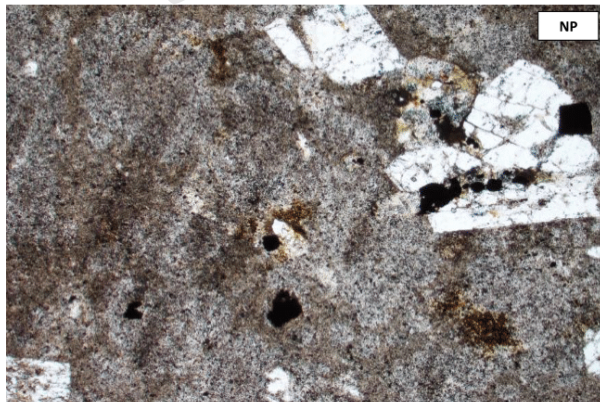
Observaciones microscópicas

Fenocristales	15%		
Mineral			
Plagioclasa	10	Moderada a sericita	Cristales tabulares de 1 mm en promedio con integridad media. Maclas carlsbad, polisintética.
Opacos	5		Cristales con formas de cubo de aproximadamente 0,3 mm.
Cuarzo	Tr		

Masa fundamental	80%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	30	Sericita	De color marrón se encuentra uniforme en toda la roca
Cuarzo	40	No presenta	Microlitos de <0,1 mm, se encuentran uniforme en toda la roca
Opacos	10		Se encuentran como microlitos de <0,1 mm y otros de de tamaños mayores de 0,5 mm

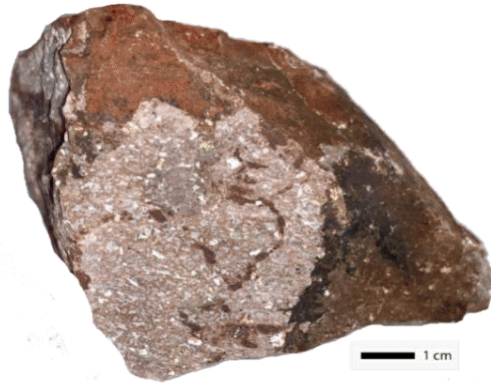
Minerales de alteración		Características especiales/Modo de ocurrencia	
Mineral	%		
Sericita		Alterando a plagioclasas y masa fundamental	
Mxs de arcilla		Altera principalmente al vidrio en la masa fundamental	
Epidota	Tr	Se presentan alterando a plagioclasas	

Texturas		Características	
Nombre			
Vitrofírica			
Glomeroporfirica		Cristales de plagioclasa en intercrecimiento con pseudomorfos de piroxeno y cristales opacos	
Vesicular			



Muestra	PSR-28 Pocuro	UTM E	347532
		UTM N	6359934
Clasificación petrográfica:		Riolita	
Texturas:		Glomeroporfírica	
Alteración:		Sericita y esmectita	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Roca hipocristalina de grano fino a medio, presenta bandeamiento. Solo los cristales de plagioclasa son visibles a simple vista. La masa fundamental presenta tonalidades rosadas. Roca muy meteorizada y alterada.

Fotomicrografía (aspecto general)



Roca con un mayor porcentaje de masa fundamental que de fenocristales, se encuentra muy alterada a arcillas. Se observan fenocristales de plagioclasa y piroxenos en texturas glomeroporfíricas insertas en una masa fundamental félsica

Observaciones microscópicas

Fenocristales	15%		
Mineral		Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	10	Moderada a intensa a minerales de arcilla y sericita	Cristales tabulares de 0,3 a 0,8 mm, subhedrales con integridad media. Presentan maclas polisintética en su mayoría y algunas carlsbad. Están orientados
Clinopiroxeno	5		Cristales tabulares de integridad media de 0,5 mm en promedio. Se presentan aislados o junto a cristales de plagioclasa en textura glomeroporfírica
Masa fundamental	85%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	40	Muy alterado	De color marrón, presenta textura fluidal
Opacos	5		Microlitos de <0,1 mm de forma uniforme en toda la roca
Cuarzo	40		Microlitos de cuarzo <0,1 mm generan textura félsica

Minerales de alteración

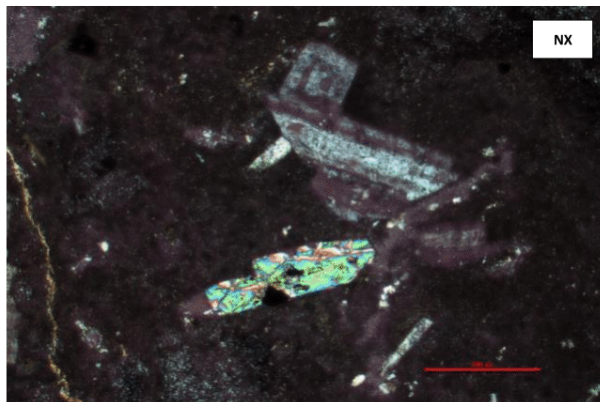
Mineral	%	Características especiales/Modo de ocurrencia
Mx de arcilla		Alterando al vidrio
Ceolitas		Altera a cristales de piroxenos, rellenando sus fracturas
Epidota		Altera a una familia de plagioclasas

Texturas

Nombre	Características
Glomeroporfírica	Cristales de plagioclasa intercrecidos con cristales de clinopiroxeno
Porfírica	Fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno

Observaciones

<1% clastos de 0,1 a 0,5 mm llenos de cuarzo y plagioclasa. Presenta microvetillas rellenas de cuarzo, epidota o calcita, longitud de todo el corte

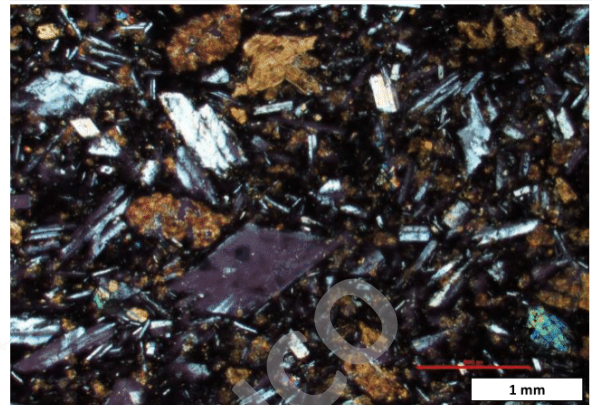


Muestra	PSR-12 Intrusivos Hipabisales	UTM E	339900
		UTM N	6351193
Clasificación petrográfica:		Andesita basáltica de olivino	
Texturas:		Intergranular, intrafasiculada, bordes de descomposición	
Alteración:		Esmectita, clorita	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca hipocristalina de grano fino con abundante presencia de plagioclasa tabular (50%). No presenta cristales máficos a simple vista. Presenta pequeñas cavidades, algunas de ellas rellenas de arcillas naranjas.

Fenocristales de plagioclasa y olivinos insertos en una matriz de opacos y vidrio. Se observan pequeños cristales de piroxenos alterados a epidota. La principal alteración de la roca es a esmectita. Algunos cristales de plagioclasa presentan textura intrafasiculada.

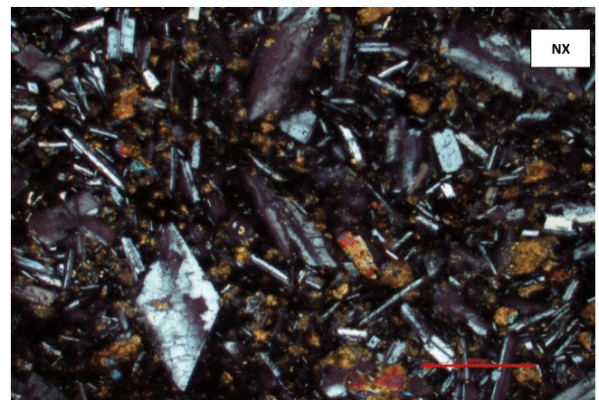
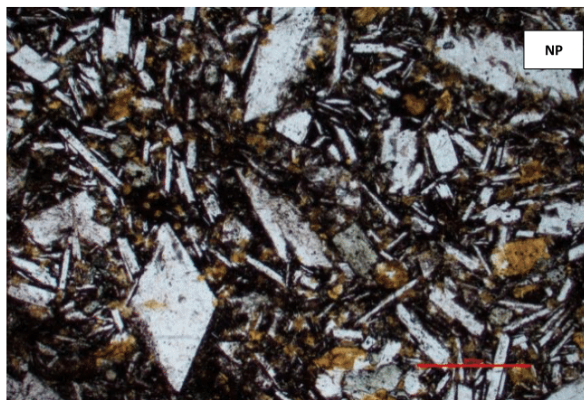
Observaciones microscópicas

Fenocristales		30%	
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	10	Moderada a sericita	Cristales tabulares de 1 - 2 mm de integridad media-baja.
Olivinos	15	Intensa a esmectita e Iddingsita	Cristales tabulares de 1 - 2 mm de integridad baja. Están completamente alterados, pseudomorfos. Muchas fracturas rellenas de iddingsita
Piroxeno	5	No presenta	Prismas cortos o secciones cuadradas con tonalidades verdosas de 0,5 mm con integridad baja.

Masa fundamental		70%	
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	30	Sericita	Cristales tabulares <0,5 mm, presentan macla carlsbad y polisintética. No presentan orientación preferente
Olivinos	20	Intensa a esmectita	Cristales tabulares subhedrales <0,8 mm. Contienen óxidos de Fe
Piroxeno	15	No presenta	Cristales subhedrales <0,5 mm, presentan macla carlsbad
Vidrio	5		

Alteración		Características especiales/Modo de ocurrencia	
Mineral	%		
Esmectita		Altera de manera intensa a los olivinos	
Sericita		Alteración leve y selectiva a cristales de plagioclasa	
Iddingsita		Alteración intensa en olivinos	

Texturas		Características	
Nombre			
Intergranular		Entramado de cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno	
Intrafasiculada		En algunos cúmulos se observan cristales de piroxenos dentro de plagioclasas	
Bordes de reacción		Olivinos con bordes reaccionando a minerales opacos	
Subofítica			

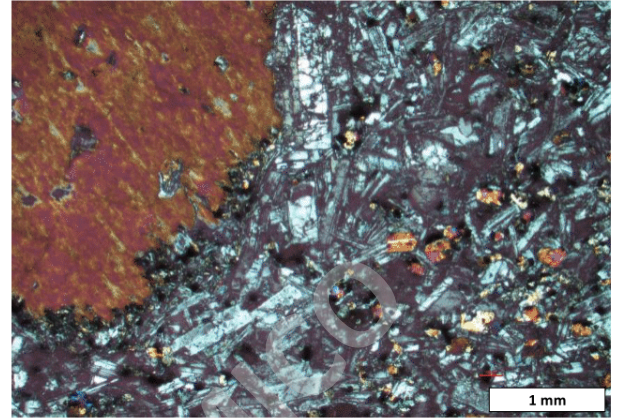


Muestra	PSR-21	UTM E	345972
	Intrusivos Hipabisales	UTM N	6358899
Clasificación petrográfica:	Andesita basáltica de Anfíbol		
Texturas:	Porfírica, intergranular, coronítica		
Alteración:	Muy leve a sericita		

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)

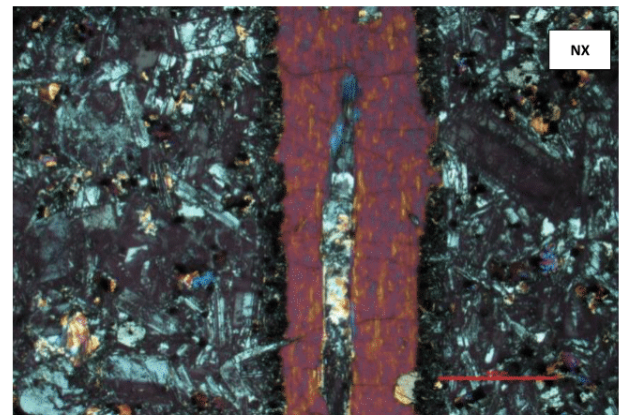
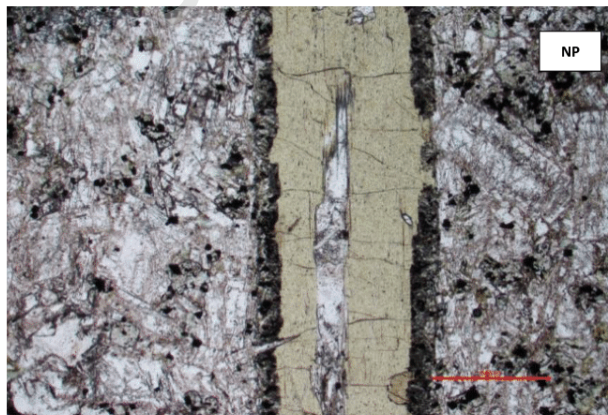


Roca con fenocristales de hornblendas (15%), presenta plagioclasas de grano fino y medio (40%) y biotitas de grano fino (10%). La masa fundamental está alterada a clorita-epidota

Roca de textura porfírica con fenocristales de hornblenda y piroxenos de hasta 1 cm que ocupan un 30% de la roca, se encuentran insertos en una masa fundamental de plagioclasa levemente alterada y pequeños cristales de piroxeno

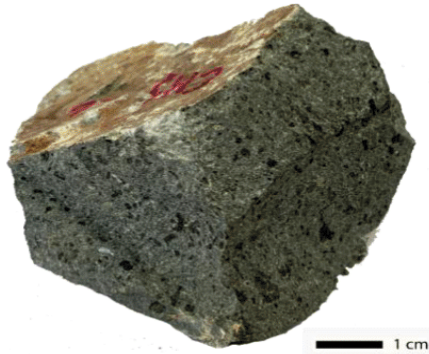
Observaciones microscópicas

Fenocristales		30%	
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	10	Leve a sericita	Cristales tabulares subhedrales de hasta 1 cm, presentan macla carlsbad y polisintética. Integridad media
Hornblenda	10	No presenta	Cristales tabulares de 1 mm a 1 cm. Integridad media. Algunos presentan macla debido a que algunos piroxenos fueron hornblendizados
Piroxenos	10	Selectiva a hornblenda	Prismas cortos o secciones cuadradas de 3 mm promedio, presenta macla Carlsbad y una integridad media
Masa fundamental		70%	
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa	40	Muy leve a sericita	Se encuentran de forma uniforme en todo el corte, con tamaños <a 0,5 cm, presentan una integridad alta, genera texturas intergranulares
Piroxenos	20	No presenta	Prismas cortos o secciones cuadradas de 1 mm promedio, presenta macla Carlsbad y una integridad media
Opacos	10		Microlitos de formas cúbicas de 0,3 mm en promedio
Minerales de alteración			
Mineral	%	Características especiales/Modo de ocurrencia	
Ceolitas		Rellenan vesículas. Se presentan en forma radial	
Texturas			
Nombre	Características		
Vesicular/Amigdaloidal	Amígdalas rellenas de ceolitas		
Intergranular	Entramado de cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno		
Coronítica	Cristales de hornblenda y piroxeno rodeados de cuarzo y minerales opacos		



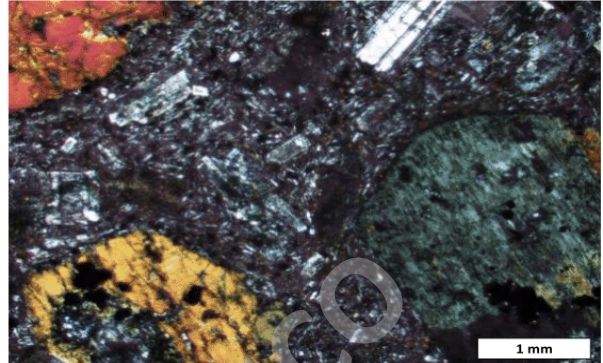
Muestra	CMS-06	UTM E	344055
	Intrusivos Hipabisales	UTM N	6357884
Clasificación petrográfica:	Andesita basáltica de anfíbol		
Texturas:	Porfírica, intersertal, vesicular		
Alteración:	Sericita, pumpellyta, epidota, actinolita		

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Roca de textura porfírica e hipocristalina. Presenta fenocristales de hornblenda dentro de una matriz de plagioclasas de grano fino a medio alteradas a cloritas.

Fotomicrografía (aspecto general)



Fenocristales de hornblenda de hasta 1 cm insertos en una masa fundamental fanerítica de plagioclasas. Existe una alteración selectiva de color verde a hornblendas (dos familias)

Observaciones microscópicas

Fenocristales	40%		
Mineral			
Hornblenda	25	Moderada a clorita-epidota y pumpellyta	Integridad media, algunas presentan zonación y macla carlsbad. Son de hasta 1 cm y existen en dos familias, unas de tonalidades marrones y otras verdes, las cuales se alteran de forma distinta. De forma prismática. En algunos casos está enmascarado
Plagioclasa	10	Moderada a sericita	Integridad media. Están como fenocristales y como parte de la masa fundamental, presentan macla polisintética. Su tamaño varía desde los 0,1 mm hasta 5 mm
Biotita	5		Cristales tabulares subhedrales de hasta 1 cm, en algunos casos presentan macla Carlsbad. Presenta circones
Clinopiroxeno	5	Intensa a uralita	Prismas subhedrales de hasta 1 cm, presenta zonación
Masa fundamental	60%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Plagioclasa		Sericita	Cristales subhedrales de 1 mm dispersos en la masa fundamental sin orientación preferente
Opacos			Microlitos de <1 mm que se encuentran en la masa fundamental y en bordes de fenocristales
Vidrio			

Minerales de alteración

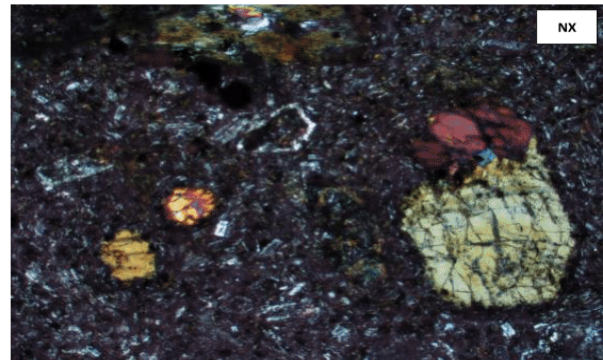
Mineral	%	Características especiales/Modo de ocurrencia
Sericita		Alterando principalmente a la masa fundamental y a fenocristales de plagioclasa
Ceolita		Rellenando amigdalas
Pumpellyta		Alterando a hornblendas y rellenando amigdalas.
Epidota		Alterando a pseudomorfos de hornblenda
Actinolita		Alterando a hornblendas y como pequeños cristales acumulados. Agregados fibrosos y tabulares verdes

Texturas

Nombre	Características
Vesicular/Amigdaloidal	Sinuosas rellenas de ceolitas y actinolitas
Intersertal	
Porfírica	Fenocristales de hornblenda y piroxeno insertos en una masa fundamental de plagioclasa y piroxeno

Observaciones

Amigdalas rellenas de plagioclasa y epidota, el borde interior presenta agregados minerales fibrosos de color verde (actinolita - pump) y ceolitas.

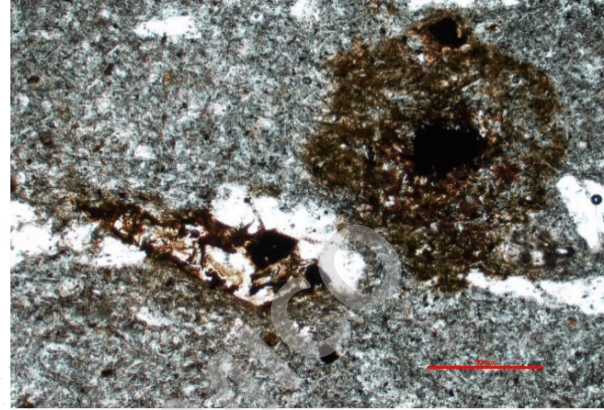


Muestra	PSR-10 Lo Valle	UTM E	339900
		UTM N	6351193
Clasificación petrográfica:		Toba eutaxítica pumicea dacítica	
Texturas:		Fragmentada y vesicular	
Alteración:		Arcillas, óxidos de Fe y sericita	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca piroclástica con fragmentos tamaño ceniza (80%). Presenta cristales de plagioclasa (10%) fragmentados y un 10% de pómez de 4 cm máximo. La matriz es de tonalidades rosadas. La presencia de pómez, además de los cristales de los fenocristales de plagioclasa señalan una composición dacítica.

Roca con un gran componente pumiceo, se observan cristales de plagioclasa y cuarzo, además de componentes líticos que en su mayoría son microlitos de cuarzo. La matriz se compone principalmente de plagioclasa y vidrio. Se observan siluetas de minerales que no son distinguibles debido a que fueron fragmentados y rellenos por vidrio.

Observaciones microscópicas

Clastos	20%		
Mineral			
Cristales	8	Plagioclasa	Muy fracturada, integridad baja. Subhedral a anhedral con tamaños que van desde los 0,3 mm a 1mm. Presentan maclas polisintéticas
	<2	Cuarzo	Anhedrales de 0,2 mm en promedio
Líticos	5	Óxidos de Fe	Microlitos de cuarzo, tamaño 0,3 promedio, son chicos. Hay un pequeño porcentaje de líticos de 0,5 a 1 cm de roca volcánica. Son subredondeados
Juveniles	5	Pómez	
Matriz	80%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	70	Minerales de arcilla	Esquirlas de manera uniforme en todo el corte, tamaños <0,1 mm
Plagioclasa	10	Sericita	Subhedrales <0,2 mm con macla polisintética

Minerales de alteración

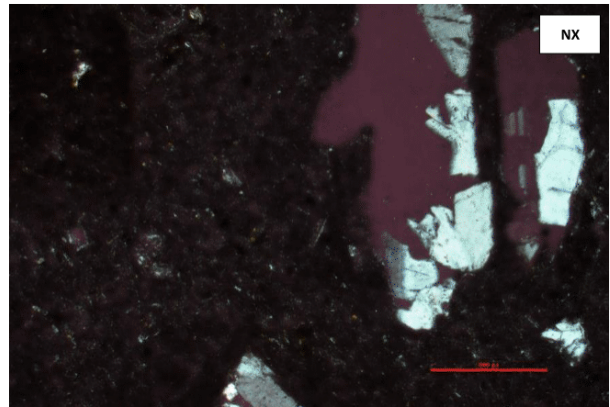
Mineral	%	Características especiales/Modo de ocurrencia
Óxidos de Fe		Alteran a fragmentos que fueron rellenos por vidrio, solo se distinguen por su habito
Sericita		Alteran principalmente a cristales de plagioclasa

Texturas

Nombre	Características
Vesicular	Vesículas de tamaño promedio 0,8 mm
Vitrofirica	

Observaciones

Se observan amígdalas rellenas de palagonita

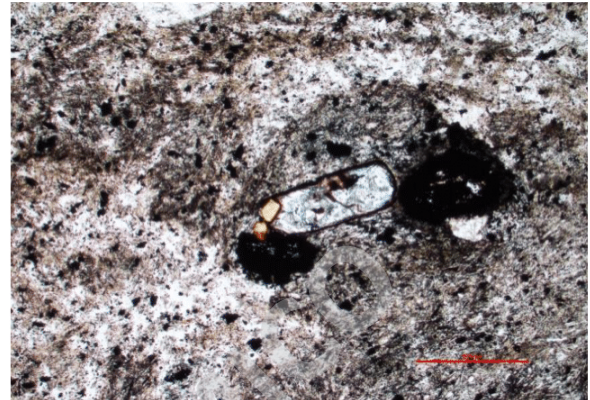


Muestra	PSR-15	UTM E	349068
	Pocuro	UTM N	6362699
Clasificación petrográfica:	Toba de lapilli lítica dacítica		
Texturas:	Piroclástica, vesicular		
Alteración:	Minerales de arcilla		

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca muy alterada de grano fino con textura brechizada. Solo cristales de plagioclasa son visibles a simple vista, son tabulares y representan el 10% de la roca, algunas alteradas a arcillas. La roca presente clastos volcánicos de similar composición, pero con tonalidades distintas (anaranjados y negros). La masa fundamental es de tonalidades moradas.

Roca de textura clástica con líticos de hasta 1,5 cm. Presenta solo cristales de plagioclasa en un porcentaje menor a 5%. Se observan pseudomorfo de cristales máficos con bordes de reacción. Existen vetillas de <0,1 mm de grosor rellenas de cuarzo y calcita.

Observaciones microscópicas

Clastos	25%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Cristales	5	Plagioclasa	Cristales subhedrales a anhedrales de hasta 5 mm con integridad baja, alteradas a sericita.
	<1%	Hornblenda	Pseudomorfo rellenos de esmectita que conservan el borde de reacción con minerales opacos
Líuticos	20		Líuticos de hasta 1,5 cm con fenocristales de plagioclasa que siguen una orientación preferencial. Son de tonalidades marrones y anaranjadas alterados a Óxidos de Fe y minerales opacos
Matriz	75%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Cristales	50	Sericita, esmectita y óxidos de Fe	Microlitos de cuarzo y plagioclasa. Opacos. Biotitas muy pocas y chicas
Vidrio	25	Minerales de arcilla	Presenta texturas de flujo

Minerales de alteración

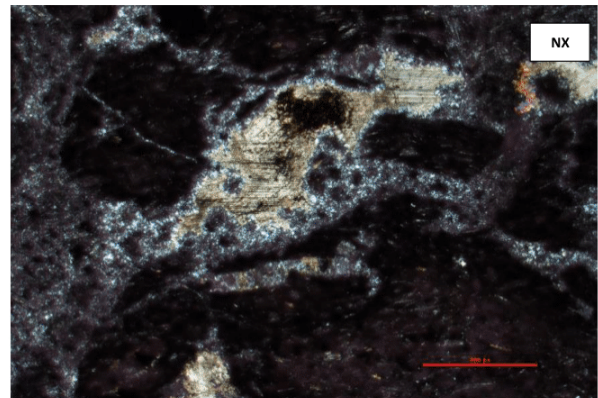
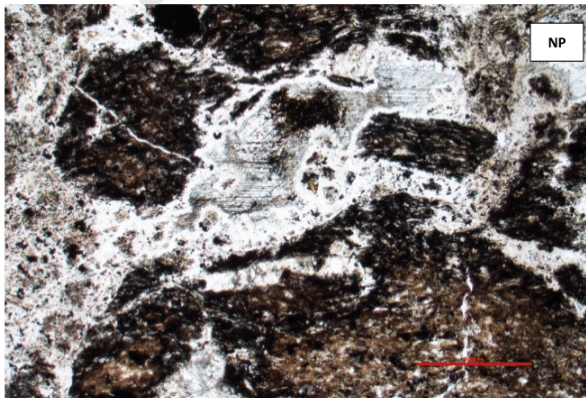
Mineral	%	Características especiales/Modo de ocurrencia
Sericita		Alterando a fenocristales de plagioclasa
Calcita		Rellenando vesículas y vetillas
Óxidos de Fe		Alterando a líticos y cristales de hornblenda

Texturas

Nombre	Características
Piroclástica	Líuticos y cristales insertos en una matriz de vidrio y microlitos de cuarzo
Amigdaloidal/Vesicular	Amígdalas amorfas de hasta 1-2 cm rellenas de calcita

Observaciones

Presenta vetillas de <0,1 mm de grosor de 4 cm de largo rellenas de calcita y vesículas rellenas de calcita.



Muestra	PSR-17 Pocuro	UTM E	348837
		UTM N	6361219
Clasificación petrográfica:		Toba de lapilli eutaxítica	
Texturas:		Eutaxítica, fluidal	
Alteración:		Sericita y óxidos de Fe	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca de textura piroclástica con 60% de fragmentos tamaño lapilli y 40% tamaño ceniza. Los componentes principales son 10% líticos, 20% cristales y 20% de vidrio. Es de composición riolítica y presenta fiammes generando una textura eutaxítica.

Roca piroclástica con textura fluidal y autaxítica, presenta casi en su totalidad fragmentos juveniles como fiammes y pómez, además de líticos de composición volcánica y cristales de plagioclasa.

Observaciones microscópicas

Clastos	35%		
Mineral			
Cristales		Plagioclasa	Cristales de hasta 5 mm con integridad baja, con alteración intesa a sericita. Se encuentran en cúmulos con otras plagioclasas
Líticos	10		Existen dos tipos de líticos volcánicos, unos de muy angulosos y otros bastante redondeados. Además se observan líticos de microlitos de cuarzo <0,1 mm
Juveniles	20	Fiammes	Son de espesores que varían de 0,1 mm a 0,3 mm
	5	Pómez	

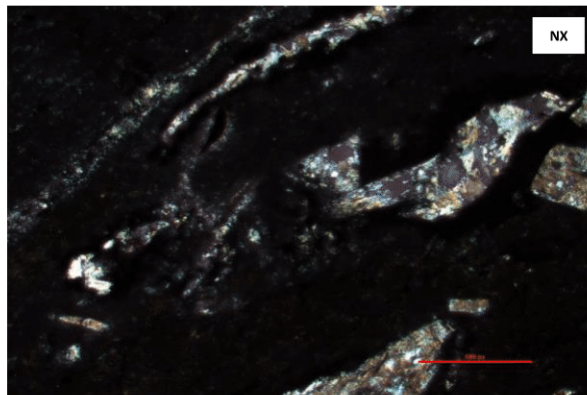
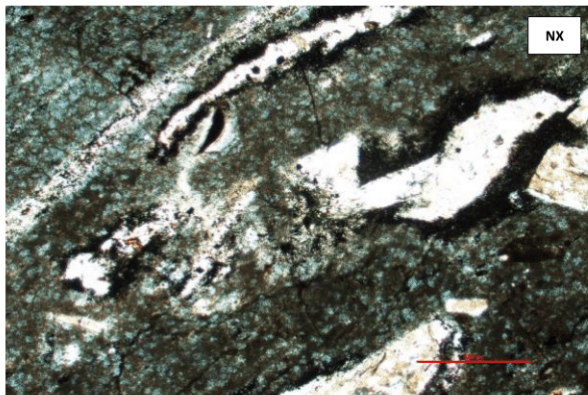
Matriz	65%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	50		De color gris presenta fracturas
Cuarzo	15		Microlitos de cuarzo menores a 0,1 mm

Minerales de alteración	%		Características especiales/Modo de ocurrencia
Sericita			Alterando principalmente a cúmulos de plagioclasa
Óxidos de Fe			Alterando a líticos
Minerales de Arcilla			Alterando principalmente al vidrio

Texturas			Características
Nombre			
Eutaxítica			Abundante presencia de fiammes y pómez
Fluidal			Vidrio con textura fluidal

Observaciones

Fracturas rellenas de cuarzo



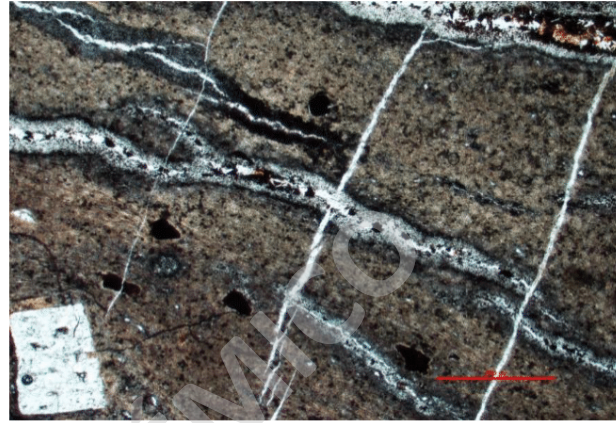
Muestra	PSR-25 Pocuro	UTM E	345861
		UTM N	6358483
Clasificación petrográfica:		Toba eutaxítica	
Texturas:		Fluidal y eutaxítica	
Alteración:		Arcillas	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Textura piroclástica con fragmentos tamaño lapilli <10% y ceniza 90%. Se compone principalmente de fiammes (50%) y muy pocos cristales y líticos (<10%).

Fotomicrografía (aspecto general)



Roca con textura fluidal con un gran porcentaje de fiammes de hasta 5 cm de largo, presenta cristales de plagioclasa con una alta integridad levemente alterados a sericita. La matriz se encuentra compuesta por vidrio con textura de flujo y pequeñas fiammes. Se observan vetillas que cortan a fiammes

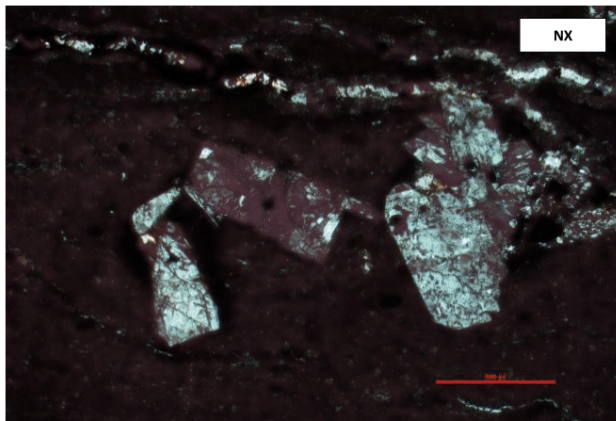
Observaciones microscópicas

Clastos	40%		
Mineral			
Juveniles	30	Fiammes	Presentan longitudes de hasta 5 cm. Algunas presentan minerales opacos en sus bordes.
Cristales	10	Plagioclasas	Integridad alta, tamaños de hasta 1 mm, subhedrales a euhedrales. El bandeamiento de flujo pasa alrededor de los cristales, nunca atraviesa algún cristal.
Líticos	<1%		Subredondeados con microlitos de cuarzo. Otros con composición andesítica con grandes fenocristales de plagioclasa.
Matriz	60%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio		Arcillas	Fiammes alargadas en toda la roca, presenta textura fluidal

Texturas		Características
Nombre		
Eutaxítica		Se presenta en gran proporción en toda la roca como fiammes
Fluidal		Se observa que el vidrio y fiammes siguen una orientación de flujo

Observaciones

Fiammes y vetillas rellenas de cuarzo. Existen vetillas de solo cuarzo que cortan a las fiammes y vetillas más grandes



Muestra	CMS-02 Pocuro	UTM E	347345
		UTM N	6360211
Clasificación petrográfica:		Toba de lapilli cristalina riolítica	
Texturas:		Fragmentada	
Alteración:		Sericita, esmectita, arcillas	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



1 cm

Fotomicrografía (aspecto general)



Roca piroclástica con fragmentos tamaño ceniza en un 80% y lapilli 20%. Presenta fiammes de 2 a 3 mm en promedio y cristales de plagioclasa en un 15% alteradas a arcillas y 5% de biotitas. La matriz presenta tonalidades fuertes de rosado.

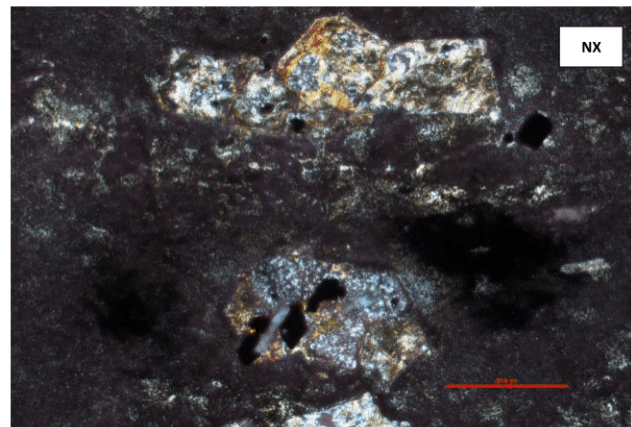
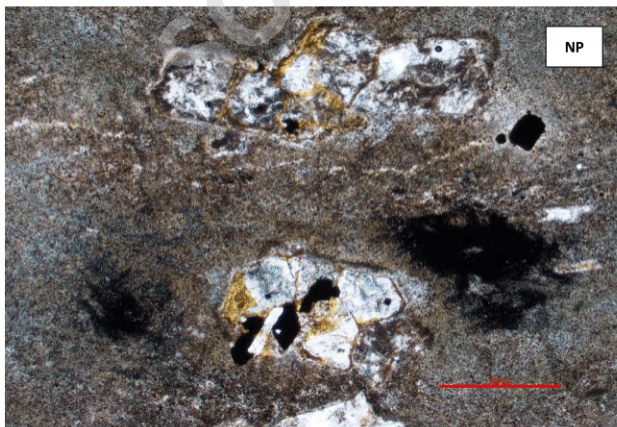
Roca con textura piroclástica muy alterada, presenta solo cristales de plagioclasa con muy baja integridad alterados a esmectita, sericita y epidota. La matriz principalmente de vidrio se encuentra fuertemente alterada a arcillas. Presenta vetillas de cuarzo.

Observaciones microscópicas

Clastos	20%		
Mineral			
Cristales	20	Plagioclasa	Muy alteradas a sericita y/o epidota, en algunos casos como pseudomorfos reemplazados por cuarzo. Presentan una muy baja integridad, varían entre 0,3 a 0,8 mm
Matriz	80%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	70	Minerales de arcilla	Masivo de tonalidad marrón - gris alterado a arcilla
Cristales	10		Microlitos de cuarzo
Texturas			
Nombre	Características		
Fragmentada	Mezcla de cristales fragmentados y vidrio		

Observaciones

Presenta vetillas de cuarzo de 0,2 mm de grosor y otras más pequeñas < 1 mm. La longitud varía desde mm a cm

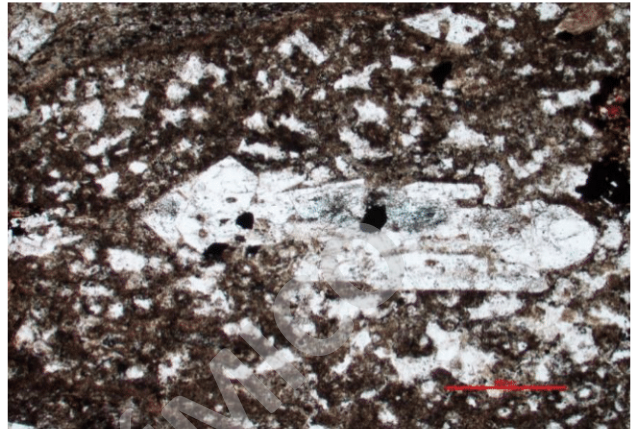


Muestra	PSR-20	UTM E	346010
	Pocuro	UTM N	6358944
Clasificación petrográfica:		Toba de lapilli amigdaloidal lítica-cristalina	
Texturas:		Fragmentada, amigdaloidal	
Alteración:		Acillas, sericita, óxidos de Fe	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



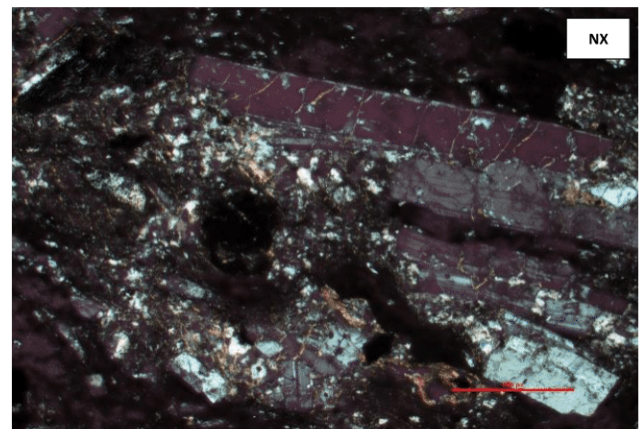
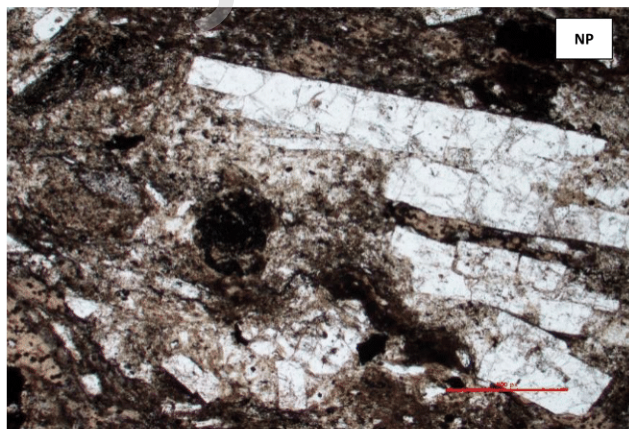
Roca de textura piroclástica de tonalidades moradas, presenta un 30% de fragmentos tamaño lapilli y 70% tamaño ceniza. Se distinguen 3 familias de clastos volcánicos que representan el 60% de los fragmentos mayores y 40% de cristales, principalmente plagioclasa. Presenta amígdalas rellenas de minerales férricos.

Roca con textura fragmentada, se observan mínimo 3 familias de líticos volcánicos y un 30% de cristales de plagioclasa de hasta 1 cm. La matriz está compuesta principalmente por vidrio y microlitos de cuarzo. Se observan amígdalas rellenas de cuarzo y arcillas.

Observaciones microscópicas

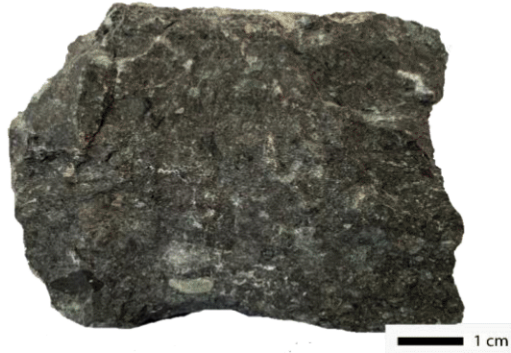
Clastos	55%		
Mineral			
Cristales	30	Plagioclasa	De hasta 1 cm, con integridad alta, presentan macla carlsbad y están alterados a sericita. Algunas presentan textura sieve
Líticos	15		Se observan 3 tipos de líticos volcánicos distinguidos por los colores de su matriz. Los líticos más oxidados se caracterizan por presentar un gran porcentaje de cuarzo y ser bastante redondeados. Existen otros líticos que presentan muchos minerales opacos y un nulo porcentaje de plagioclasa
Juveniles	8	Escoria	Tonalidades grisáceas con bordes sinuosos y abundantes vesículas
	2	Fiammes	Muy pequeñas insertar en la masa fundamental
Matriz	45%		
Mineral	%	Alteración	Características especiales/Modo de ocurrencia
Cristales	20	No presentan	Microlitos de cuarzo y agregados de minerales opacos <0,1 mm dispersos uniformes en toda la roca
Vidrio	25	Arcillas	De tonalidades marrones, masivo, en algunas zonas con textura de flujo

Texturas		Características
Nombre		
Fragmentada		
Amigdaloidal		



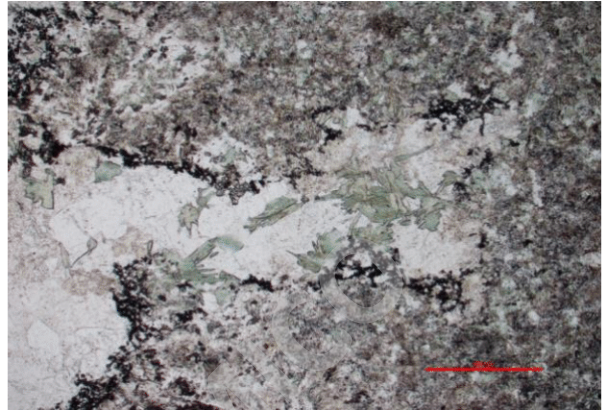
Muestra	CMS-05	UTM E	344055
	Pocuro	UTM N	6357884
Clasificación petrográfica:	Toba de lapilli lítica andesítica		
Texturas:	Fragmentada, amigdaloidal		
Alteración:	Clorita, epidota, actinolina, pumpellyta		

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Roca con textura piroclástica que presenta entre un 5-10% de fragmentos tamaño bomba, 40% lapilli y 50% ceniza. Presenta líticos volcánicos polymícticos (30%) y 10% de cristales de plagioclasa. La matriz presenta tonalidades moradas y en algunas zonas muy alterada a clorita, presenta abundante magnetismo.

Fotomicrografía (aspecto general)



Roca piroclástica con un gran porcentaje de líticos, presenta una matriz de microlitos de cuarzo y vidrio. Se observan vetillas de minerales opacos. Principalmente presenta una alteración a clorita y pumpellyta en clastos y amígdalas rellenas de cuarzo

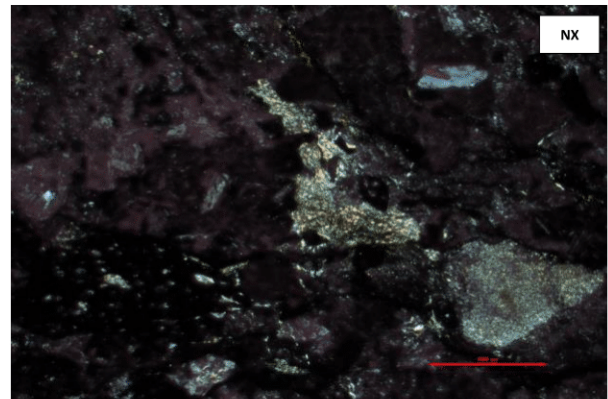
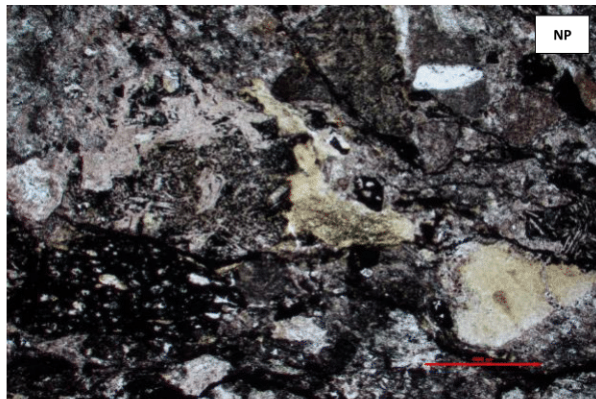
Observaciones microscópicas

Clastos	50%		
Mineral			
Líticos	25		De hasta 1 cm, subredondeados. Se identifican mínimo 3 tipos: líticos llenos de cuarzo muy alterados a clorita, ceolita y sericita, líticos completamente compuestos por opacos y muy pocos cristales de plagioclasa y líticos andesíticos.
Cristales	8	Opacos	Como fenocristales y relleno de vetillas
	2	Plagioclasa	Muy baja integridad, anhedrales de hasta 3 mm alterados a sericita
	<1	Piroxeno	Integridad media, de hasta 0,2 mm
Juveniles	5	Escoria	De hasta 0,5 mm, tonalidades grisáceas con bordes sinuosos
Matriz	50%		
Mineral	%		Características especiales/Modo de ocurrencia
Cuarzo			
Vidrio			Masivo de tonalidades marrones con alteración a arcillas
Opacos			

Texturas		Características
Nombre		
Amigdaloidal		Rellenas de cuarzo y clorita
Fragmentada		Cristales y líticos altamente fragmentados

Observaciones

Presenta muchas fracturas y algunas vetillas rellenas de minerales opacos

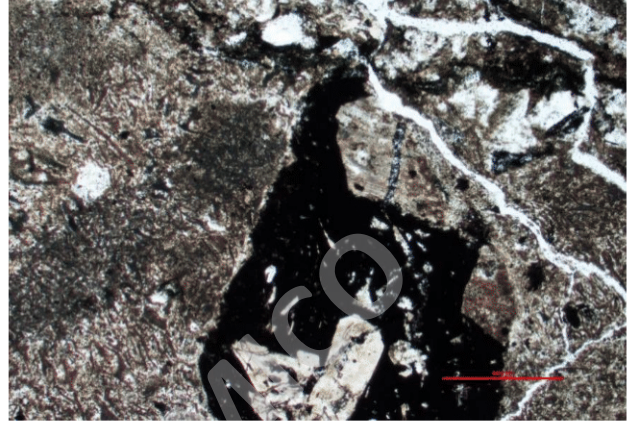


Muestra	CMS-09 Pocuro	UTM E	344010
		UTM N	6358019
Clasificación petrográfica:		Brecha piroclástica lítica andesítica	
Texturas:		Fragmentada, autaxítica	
Alteración:		Arcillas, clorita, sericita	

Fotografía de la muestra (aspecto general)



Fotomicrografía (aspecto general)



Roca piroclástica con líticos tamaño lapilli – bloque que representan el 40% de la roca, son de composición volcánica básica de redondeamiento medio. Posee cristales de plagioclasa de grano medio (10%) y un 10% de pómez.

Roca con textura brechizada, presenta un gran porcentaje de fragmentos juveniles de esquirlas, escorias y fiammes. Presenta líticos de blaba. El corte presenta vetillas de cuarzo que atraviesan toda su longitud

Observaciones microscópicas

Fragmentos Mayores	35%		
Líticos	20		A. Lítico angular de tonalidades negras, presenta fenocristales de plagioclasa. B. Lítico subredondeado blanquesino con microlitos de cuarzo
Juveniles	10		Escoria de tonalidades oscuras con vesículas. También se presentan algunas fiammes y esquirlas en mayor proporción
Cristales	5	Opacos	Cristales de hasta 2 cm con habito tabular

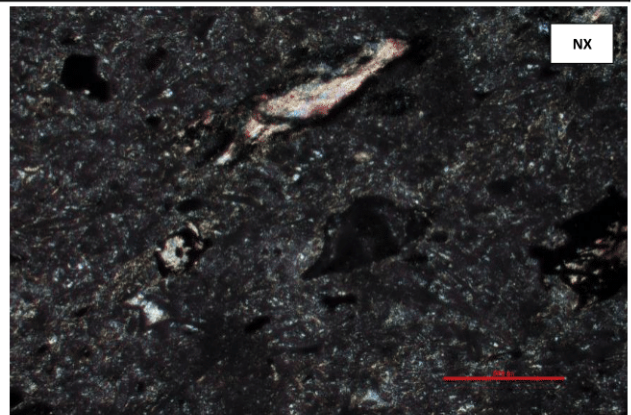
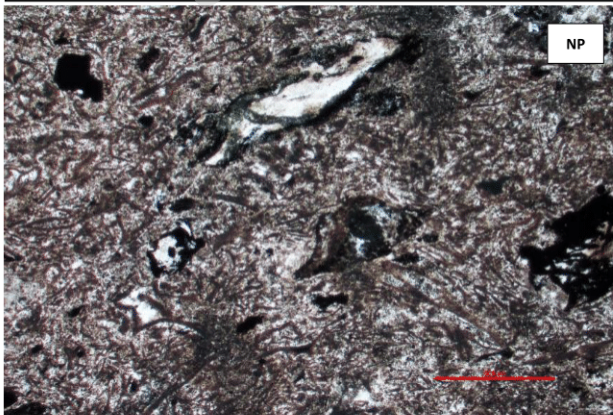
Matriz	65%	Características especiales/Modo de ocurrencia
Vidrio	10	Tonalidades marrones
Esquirlas	45	De tamaños de 0,2 mm en promedio, con formas puntiagudas
Cuarzo	10	Microcristales <0,1 mm

Texturas

Nombre	Características
Fragmentada	
Eutaxítica	Presencia de fiammes aplastadas
Vesicular	La alta presencia de esquirlas argumenta a favor de una textura vesicular

Observaciones

Vetillas rellenas de cuarzo. Todos los fragmentos mayores parecen aplastados



ANEXO E: Análisis geoquímico de roca total

SOLO USO ACADÉMICO

Muestra	PSR-1	PSR-5	PSR-18	PSR-16	PSR-27	PSR-28	PSR-15	PSR-21	CMS-6	PSR-12
Tipo de roca	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Toba	Hipabisal	Hipabisal	Hipabisal
UTM-N	6360756	6360476	6361562	6362708	6359934	6359934	6362699	6358899	6357884	6351193
UTM-E	342718	342258	349204	349464	346735	347532	349068	345972	344055	339900

Óxidos (%)

SiO ₂	67,51	49,71	49,37	66,36	68,31	65,12	71,12	51,49	50,45	51,34
Al ₂ O ₃	15,52	20,21	17,91	14,39	15,02	16,07	11,58	18,52	19,19	18,16
Fe ₂ O ₃ T	3,28	9,09	12,11	5,8	3,83	4,98	5,81	8,25	7,84	8,05
MgO	0,57	3,66	3,29	0,77	0,36	0,58	0,56	3,94	4,75	4,87
CaO	1,65	8,36	6,13	0,73	1,1	1,51	1,33	8,63	9,23	8,65
Na ₂ O	4,39	3,82	3,99	3,41	4,34	5,41	2,99	3,38	3,66	3,49
K ₂ O	4,35	1,01	1,03	4,72	4,75	3,64	2,68	0,75	0,11	0,6
TiO ₂	0,38	0,97	1,51	0,63	0,51	0,5	0,5	0,87	0,93	0,89
P ₂ O ₅	0,05	0,24	0,5	0,22	0,1	0,09	0,17	0,17	0,14	0,16
MnO	0,09	0,18	0,14	0,08	0,05	0,11	0,15	0,13	0,16	0,2
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,004	0,008	0,011
LOI	2	2,5	3,7	2,6	1,4	1,8	2,9	3,6	3,2	3,3
Sum	99,89	99,78	99,78	99,9	99,85	99,85	99,92	99,78	99,7	99,77
TOT/C	0,1	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05	0,12	0,04	0,09	0,04
TOT/S	0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02

Elementos Traza (ppm)

Ba	642	286	648	1586	660	543	643	234	93	180
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	23	39	47
Sc	8	28	29	15	11	10	12	15	19	19
Be	2	2	<1	2	4	4	2	1	<1	<1
Co	3,7	19,6	29	3,4	3,3	2,4	4,3	23,9	25,4	28
Cs	1,7	3	0,3	2,3	3,3	3,5	2,6	0,6	0,9	0,2
Ga	15,1	18,1	18,2	14,1	16,3	18,3	12,7	18,8	19	18,7
Hf	9	2,2	4,3	5,3	12,2	12,8	4,4	1,5	1,2	1,2
Nb	6,1	1,7	4,4	5,3	13,2	13,5	4,7	1,5	1	1,2
Rb	101,3	12,3	12,8	72,4	170,9	106,2	58	11	1,6	6,7
Sn	1	<1	2	<1	3	4	2	<1	<1	<1
Sr	217,8	553,6	466,5	282,5	120,4	112,7	165,6	702,9	975,2	667,3
Ta	0,4	0,1	0,3	0,4	0,8	0,8	0,3	0,1	<0,1	<0,1
Th	9,2	1	1,9	3,7	21,7	23,4	3,1	0,9	0,6	0,4
U	2,4	0,4	0,5	0,6	4	5,9	0,7	0,3	0,2	0,1
V	37	249	235	<8	18	12	<8	198	229	213
W	1,1	<0,5	<0,5	<0,5	1	0,5	1,1	<0,5	<0,5	1
Zr	298,8	71,5	155,4	180,5	447,9	462,7	162,8	52,5	40,6	42,5
Y	32,4	23,4	39	40,2	43,6	45,6	35,2	9,7	7,4	8,2

Tierras Raras (ppm)

La	21,4	9,9	20,5	26,6	44,9	40,7	22,2	8,4	5,5	6,5
Ce	44,7	24,3	46,7	57,3	86,9	84,1	49,9	16,9	11,9	15,2
Pr	5,77	3,43	6,77	7,8	12,01	10,21	6,47	2,42	1,78	2,08
Nd	23,8	17	31,5	34,3	46,8	41,6	27,8	10,9	8,8	9,6
Sm	5,35	4,11	7,67	7,97	9,91	8,86	6,45	2,5	1,89	2,26
Eu	0,88	1,23	1,89	1,95	1,35	1,37	1,73	0,82	0,68	0,81
Gd	5,18	4,41	7,68	7,46	8,3	7,87	6,28	2,23	1,85	2,05
Tb	0,84	0,68	1,21	1,19	1,31	1,29	1,01	0,31	0,25	0,29
Dy	5,3	4,2	7,41	7,39	7,76	8,12	6,26	1,87	1,52	1,69
Ho	1,22	0,91	1,45	1,55	1,61	1,68	1,27	0,38	0,28	0,32
Er	3,63	2,55	4,28	4,69	4,95	5,06	4,03	1,04	0,71	0,88
Tm	0,57	0,35	0,62	0,66	0,76	0,76	0,59	0,14	0,1	0,12
Yb	3,85	2,29	4	4,49	5,08	5,25	3,89	0,96	0,66	0,81
Lu	0,64	0,36	0,59	0,68	0,76	0,83	0,59	0,13	0,08	0,11

SOLO USO ACADÉMICO