



**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

**RELACIÓN GENÉTICA VOLCANO-PLUTÓNICA ENTRE LA
FORMACIÓN FARELLONES Y EL PLUTÓN LA OBRA (CHILE
CENTRAL ~33°S): SEMEJANZAS Y DIFERENCIAS GEOQUÍMICAS**

Memoria para optar al título de Geólogo

ÁLVARO PATRICIO GONZÁLEZ GONZÁLEZ

Profesor guía:

ITALO JOAQUÍN PAYACÁN PAYACÁN

Miembros de la comisión:

FRANCISCO JAVIER GUTIÉRREZ FERRER

PABLO GUILLERMO MOLINA CANCINO

SANTIAGO, CHILE

ABRIL, 2023

Resumen

RELACIÓN GENÉTICA VOLCANO-PLUTÓNICA ENTRE LA FORMACIÓN FARELLONES Y EL PLUTÓN LA OBRA (CHILE CENTRAL ~33°S): SEMEJANZAS Y DIFERENCIAS GEOQUÍMICAS

Durante décadas se ha discutido la relación entre rocas plutónicas y volcánicas, ya que presentan diferencias composicionales notorias, lo cual ha llevado a proponer, incluso, que buena parte de los cuerpos intrusivos preservados en terreno no habrían sido capaces de alimentar grandes erupciones volcánicas, especialmente de composicionales silíceas. Dichas diferencias pueden explicarse, por ejemplo, mediante modelos de segregación de fundidos residuales silíceos a partir de reservorios cristalinos (mush). En este trabajo, se busca analizar la conexión genética entre productos volcánicos y plutónicos del arco Mioceno de Chile central y evaluar la posibilidad de formar ambos desde un mismo fundido, esto por medio principalmente de análisis geoquímicos. El objetivo de este trabajo es evaluar si las rocas plutónicas son representativas del reservorio de magma que habría alimentado el volcanismo de dicho período.

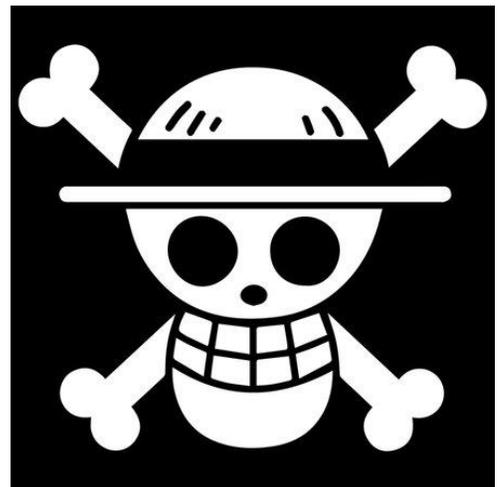
Como caso de estudio se tiene el Plutón La Obra y la Formación Farellones, específicamente rocas pertenecientes al sector Colorado-La Parva, dada su conexión espacial y temporal, perteneciendo ambos al Mioceno temprano en Chile central (~33°S). Para esto se utilizan datos de geoquímica de roca total del plutón La Obra, y Fm. Farellones.

Los resultados de este trabajo muestran que las rocas plutónicas y volcánicas presentan patrones composicionales similares entre sí. Sin embargo, se puede reconocer que las rocas plutónicas máficas (<65 wt.% de SiO₂) están deprimidas en elementos mayores como MgO, Na₂O y Al₂O₃, y enriquecidas en FeO, con respecto a sus símiles volcánicas. Por el contrario, las rocas intrusivas y volcánicas félsicas presentan concentraciones similares. Esto permite proponer que las rocas félsicas representan magmas equivalentes eruptados desde reservorios de magma con composición equivalente. Las rocas máficas plutónicas podrían representar cumulos generados por la cristalización fraccionada de magmas intermedios (proceso que habría dado lugar a los magmas silíceos registrados). Las rocas volcánicas máficas, principalmente efusivas, podrían representar magmas básicos que dieron lugar a la diversidad de magmas que presenta el sistema. Estas observaciones permiten reconocer que el volcanismo Mioceno de Chile central estuvo dominado por reservorios similares al plutón La Obra.

*“He died doing what he wanted, no matter what, right? I bet he
was happy.*

*Of course, once you die, that’s it. Nothing comes after that.
Nothing at all.”*

- Guts - Kentaro Myura



Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que contribuyeron a la realización de este proyecto de investigación.

En primer lugar, agradezco al financiamiento FONDECYT #1180577, otorgado por Francisco Gutiérrez, y al apoyo en el desarrollo de esta tesis.

Asimismo, agradezco a mi profesor guía, el Dr. Ítalo Payacán, por su dedicación, paciencia y sabiduría durante todo el proceso de tesis. Su constante apoyo y orientación me guiaron en la dirección correcta, y su retroalimentación crítica y constructiva me ayudó a mejorar en cada etapa del proyecto.

También quiero reconocer a todos los participantes que colaboraron en este estudio, brindándome su tiempo y sus valiosas perspectivas. Sus aportes fueron esenciales para la consecución de los objetivos propuestos y enriquecieron significativamente los resultados obtenidos.

Finalmente, deseo expresar mi gratitud a mi familia y amigos por su apoyo incondicional, por escucharme y motivarme en los momentos difíciles, y por ser mi fuente de inspiración y motivación constante.

Este logro no solo es mío, sino de todas las personas que me han acompañado y apoyado en esta travesía. Muchas gracias a todos por formar parte de este importante capítulo en mi vida académica y profesional.

Índice de contenidos

1. Introducción	1
1.1 Estado del arte sobre la relación entre plutonismo y volcanismo	1
1.1.1 Formación y emplazamiento de cámaras magmáticas someras	1
1.1.2 Relación Volcano-Plutónica	3
1.2 Marco teórico sobre procesos internos de reservorios magmáticos	5
1.2.1 Intrusión por capas	7
1.2.2 Cumulados gravitacionales	7
1.2.3 Cristalización basal con difusión química	7
1.2.4 Reinyección	8
1.2.5 Extracción de líquidos residuales	8
1.3 Marco Geotectónico: Magmatismo Mioceno en Chile central como caso de estudio	9
1.4 Geología zona de estudio	12
1.4.1 Formación Abanico	13
1.4.2 Formación Farellones	13
1.4.3 Plutón La Obra	14
1.5 Formulación del problema	14
1.6 Hipótesis	16
1.7 Objetivo General	16
1.8 Objetivos específicos	16
1.9 Metodologías	17
1.9.1 Recopilación de información	17
1.9.2 Análisis de datos geoquímicos	17
2. Resultados	18
2.1 Análisis de datos del Plutón La Obra	18
2.1.1 Petrografía del Plutón La Obra	19
2.1.2 Composición geoquímica del plutón La Obra	23
2.2 Antecedentes de la Formación Farellones	30
2.2.1 Geoquímica de la Formación Farellones	31
2.3 Comparación química entre Fm. Farellones y Plutón la Obra	38
3. Discusiones	44
3.1 Procesos magmáticos en el Plutón La Obra	44
3.2 Secuencia de cristalización de la Fm. Farellones	49

3.3 Sobre la conexión volcánica-plutónica entre Fm. Farellones y Plutón La Obra: Posibles magmas parentales	52
3.4 Modelos conceptuales	60
4. Conclusiones	64
5. Referencias	66

Índice de Figuras

Figura 1. Modelos de emplazamiento incremental mediante sills, según tasas de acreción. (Annen, 2011) basadas en modelo numérico (Annen, 2006)	1
Figura 2. Sección geológica simplificada de la caldera de Long Valley, explicando el rejuvenecimiento del mush cristalino. Extraído de Bachmann y Bergantz (2008).	2
Figura 3. Gap composicional en los productos volcánicos, (Dufek y Bachmann, 2010).....	5
Figura 4. Profundidades de la corteza y cámaras magmáticas. (modificado de Griem, 2006).	6
Figura 5. Macro morfologías del Orógeno Andino, Chile central 32° - 35°S. Zona de estudio demarcada con polígono rojo. Modificado de Quiroga (2013).	9
Figura 6. Asociación de eventos tectónicos con sus depósitos característicos. Extraído de Charrier et al. (2009).....	10
Figura 7. Modelo evolutivo transecta 33°40'S en el Mioceno temprano. Extraído de Giambiagi et al. (2014).....	11
Figura 8. Mapa zona de estudio, abarcando Fm. Farellones, Fm. Abanico y Plutón La Obra. Basado en Thiele (1980); Nyström et al. (2003); Fock (2005); Quiroga (2013, 2015); Villela (2015); Piquer (2020); Mardones et al. (2021); Rodríguez (2022).....	12
Figura 9. Mapa ubicación muestras plutónicas, Plutón La Obra. Basado en Thiele. (1978), Nyström et al., (2003) y Rodríguez (2022).	18
Figura 10. Fotomicrografía de monzogranito de hornblenda (20LO1501). Se muestra en el círculo un cristal de plagioclasa con zonación y textura gráfica.	21
Figura 11. Fotomicrografía de Sienogranito de hornblenda (20LO1201). En los círculos se muestran texturas gráficas y granofíricas.	21
Figura 12. Fotomicrografía de granodiorita de hornblenda (20LO0501). Se muestra un cristal de hornblenda con texturas de reabsorción. Hbl*: hornblenda con alteración a clorita.....	22
Figura 13. Fotomicrografía de Monzogranito de hornblenda (20LO101). En rojo se muestran texturas gráficas y granofíricas.....	22
Figura 14. Fotomicrografía de Monzogranito de hornblenda (20LO301). Hbl*: hornblendas alteradas	23
Figura 15. Diagrama TAS de muestras Plutón La Obra según Middlemost (1994).	24
Figura 16. Diagrama AFM de muestras Plutón La Obra según Irvine y Baragar (1971) donde A: Na ₂ O + K ₂ O; F: Fe ₂ O ₃ (t); M: MgO.....	24
Figura 17. Diagramas Harker con concentraciones de TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ , FeOt, MnO respecto a SiO ₂ wt. % en las muestras del plutón La Obra.	26
Figura 18. Diagrama multielementos de muestras Plutón La Obra, separado según contenido de SiO ₂ . Normalización a EMORB según Sun y McDonough (1989).....	27

Figura 19. Diagrama REE/Manto primitivo de muestras Plutón La Obra según McDonough y Sun (1995). Muestras clasificadas por contenido de SiO ₂	28
Figura 20. Diagrama Harker de muestras Plutón La Obra. Se muestra elementos traza vs SiO ₂ . Elementos traza medidos en ppm y SiO ₂ en wt. %.....	29
Figura 21. Mapa de muestras en Fm. Abanico y Fm. Farellones. Basado en Thiele. (1978) y Nyström et al., (2003).....	30
Figura 22. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) muestras Formación Farellones, clasificadas por tipo de roca.	32
Figura 23. Diagramas Harker muestras Fm. Farellones con concentraciones de TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O, P ₂ O ₅ , FeO respecto al SiO ₂ medidos en wt. %, clasificados por morfología...34	
Figura 24. Diagrama multielementos de muestras Fm. Farellones con normalización a EMORB según Sun y McDonough, (1989).....	35
Figura 25. Diagramas Harker elementos traza (ppm) vs SiO ₂ (wt. %) de las rocas volcánicas provenientes de la Fm. Farellones, clasificados según el tipo de producto volcánico.	37
Figura 26. a) Diagrama TAS según Middlemost (1994); b) Diagrama AFM según Irvine y Baragar, 1971. Muestras provenientes de Fm. Farellones y Plutón La Obra.....	38
Figura 27. Diagrama multielementos comparativo entre Fm. Farellones y Plutón La Obra. Normalización a EMORB según Sun y McDonough (1989).	39
Figura 28. Diagramas Harker elementos traza de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Concentración medida en ppm para los elementos traza y wt. % en el caso del SiO ₂	39
Figura 29. Diagramas Harker Óxidos mayores de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Concentraciones medidas en wt. %.....	40
Figura 30. Gráfico P ₂ O ₅ vs SiO ₂ de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Se muestran líneas de tendencia. Previo a los 65 wt. % SiO ₂ se observan dos tendencias separadas (Línea verde y roja), mientras que, al pasar este límite, se agrupan generando una misma tendencia (capsula celeste).43	
Figura 31. Gráfico V vs SiO ₂ en el Plutón La Obra, indicando el fraccionamiento de titanita (F. titanita).....	44
Figura 32. Gráfico Sr vs MgO de muestras Plutón La Obra, con línea de tendencia de fraccionamiento de plagioclasas. Las muestras en el campo verde podrían ser afectadas por fraccionamiento de clinopiroxenos.....	45
Figura 33. Gráficos muestras Plutón La Obra a) Eu vs SiO ₂ , b) Y vs SiO ₂ . Los campos y flechas indican la variación de las composiciones de los fundidos generados por el fraccionamiento de plagioclasas (Plg) y Hornblenda (Hbl).	46
Figura 34. Diagrama razón Dy/Yb vs SiO ₂ en muestras Plutón La Obra. Se aprecian dos tendencias: (1) pendiente suave para composiciones con <65 wt. % SiO ₂ , sugiriendo fraccionamiento de titanita, y (2) una pendiente alta (>65 wt. % SiO ₂), sugiriendo el fraccionamiento de hornblenda.	46
Figura 35. Gráficos K ₂ O vs SiO ₂ y Ba vs SiO ₂ , en muestras Plutón La Obra mostrando que fases ricas en K ₂ O (posiblemente feldespatos potásicos Kfs) habrían cristalizado de manera tardía.	47
Figura 36. a) Diagrama Zr vs SiO ₂ con la composición de las muestras provenientes del Plutón La Obra. Se destaca la inflexión generada por la saturación y fraccionamiento de circones, generando fundidos extraídos pobres en Zr. b) Gráfico Sr vs SiO ₂ con evolución de líquidos residuales marcados en gris.	49

Figura 37. Gráficos muestras Fm. Farellones a) Sc vs SiO ₂ con tendencias de fraccionamiento de clinopiroxenos (líneas celeste); b) Ni vs SiO ₂ con tendencia de fraccionamiento de olivino (línea celeste).....	50
Figura 38. Gráficos muestras Fm. Farellones a) Sr vs MgO b) Rb vs Sr ambos ejes en escala logarítmica. Las zonas demarcadas serian indicativas de fraccionamiento de clinopiroxeno (cpx).	50
Figura 39. Diagramas muestras Fm. Farellones Dy/Yb vs SiO ₂ y K/Rb vs Rb, identificando fraccionamiento de fases minerales (campos celestes). Abreviaciones: F. Hbl: fraccionamiento de hornblenda; F. Bt: fraccionamiento de biotita.	51
Figura 40. Gráfico Ba vs Rb con muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. Se muestra evolución de líquidos residuales ; Fe: Fundido evolucionado; Cc: Cumulados cristalinos. Basado en Schaen et al. (2017).	53
Figura 41. Gráficos muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. a) Al ₂ O ₃ vs SiO ₂ ; b) Na ₂ O vs SiO ₂ . Se muestra la tendencia volcánica en verde y tendencia plutónica en rojo.	55
Figura 42. Gráfico Rb vs Sr en escala logarítmica con muestras de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Basados en Gelman et al. (2014) y líneas de tendencia de acumulación según Yan et al. (2016).	56
Figura 43. Gráfico Sr vs Ba de muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra, se identifican líneas de tendencias de acumulación cristalina. Basado en Janoušek et al. (2000).	57
Figura 44. Gráfico Zr vs SiO ₂ de muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. Campo gris indica fundidos extraídos.	58
Figura 45. Gráfico Ba vs SiO ₂ de muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. Campo gris indica fundidos extraídos.	58
Figura 46. Gráficos bivariantes de elementos traza seleccionados y su variación respecto al SiO ₂ . Muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra.....	59
Figura 47. Representación gráfica de modelos propuestos por Clemens et al. (2022) aplicado de manera general a la zona de estudio. (a) equivalentes composicionales; (b) Complementos composicionales; (c) Composiciones diferentes.....	60
Figura 48. Etapas del modelo conceptual de la evolución magmática del sistema Plutón La Obra y Fm. Farellones. Se representan las distintas etapas por color en un diagrama TAS según Middlemost (1994).	62

Índice de Tablas y Fórmulas

Tabla 1. Tabla resumen texturas de muestras Plutón la Obra. Se usan abreviaciones de minerales siendo: Plg (plagioclasas); Hbl (hornblenda); FeldK (feldespato potásico); Qz (cuarzo).....	20
Tabla 2. Muestras Formación Farellones, composición y dataciones. Obtenida de Nystrom (2003)	31

1. INTRODUCCIÓN

1.1 ESTADO DEL ARTE SOBRE LA RELACIÓN ENTRE PLUTONISMO Y VOLCANISMO

1.1.1 Formación y emplazamiento de cámaras magmáticas someras

Estudios geofísicos y geocronológicos indican que muchos cuerpos ígneos emplazados en la corteza superior son generados por la mezcla de pulsos de magmas de menor tamaño los cuales pueden presentar diferencias de millones de años entre base y techo (Annen, 2009). Estos reservorios, al tener un amplio tiempo de emplazamiento y una gran cantidad de pulsos alimentadores, pueden variar su composición a lo largo de su vida previa a convertirse en plutones. Las condiciones para que este evolucione en una cámara lo suficientemente grande para alimentar una erupción, son controladas por la temperatura y el fraccionamiento principalmente (Annen, 2009).

La mayoría de los modelos (petrológicos, numéricos, conceptuales) asociados al emplazamiento de cuerpos ígneos, consideran factores como enfriamiento y diferenciación, pero se limitan a una única intrusión magmática y un emplazamiento en corto plazo (Bohrson y Spera, 2001). Evidencia reciente indica que existen cuerpos ígneos formados como resultado de intrusiones más pequeñas y discretas, con tasas de crecimiento menores, por lo tanto, períodos de actividad más largos (Annen, 2011). Además, se tienen distintos modelos de emplazamiento de sills, lo cual responde a las distintas tasas de acreción (Figura 1).

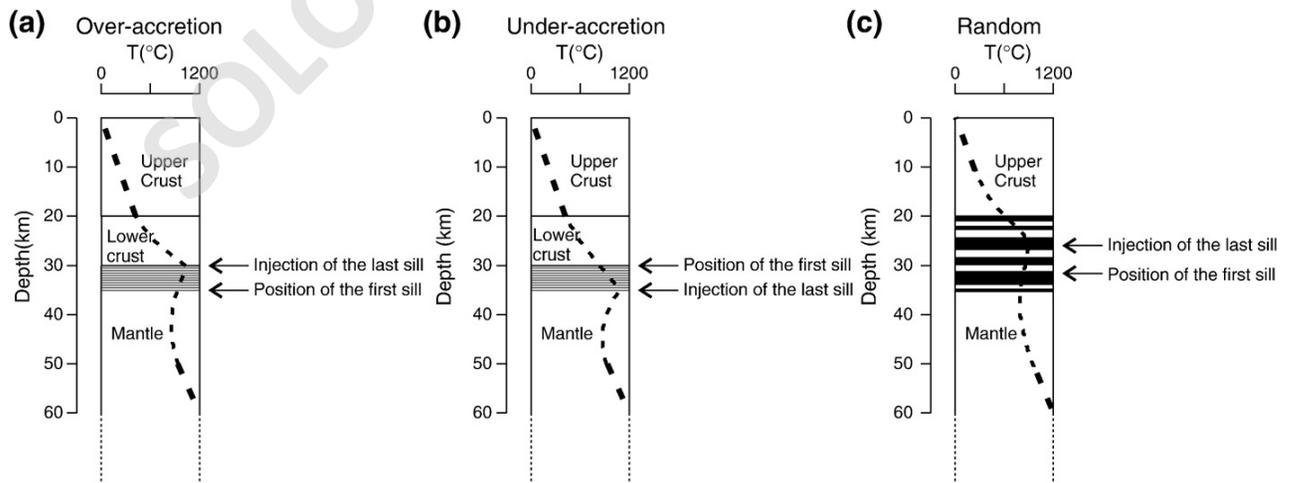


Figura 1. Modelos de emplazamiento incremental mediante sills, según tasas de acreción. (Annen, 2011) basadas en modelo numérico (Annen, 2006)

Se sabe que los reservorios magmáticos pueden formarse en un amplio rango de profundidades, pero las erupciones (independiente de su magnitud) están alimentadas principalmente por reservorios ubicados entre 4-10 km de profundidad (Lindsay et al., 2001; Bachmann et al., 2002). En general los reservorios han sido identificados por medio de geofísica, afloramientos de cuerpos plutónicos (reservorios antiguos exhumados) y por medio de las súper erupciones (Bachmann y Bergantz, 2008).

Como factor gatillante de grandes erupciones, Bachmann y Bergantz (2008) proponen el rejuvenecimiento del mush cristalino (Figura 2; magma con cristalinidad superior al 50%), en el cual la erupción es causada por la despresurización del reservorio causando la disminución del grado de cristalinidad de zonas externas ya cristalizadas por donde se propagarían diques hacia la superficie o reservorios de menor tamaño (Aravena et al., 2017). La variación de presión puede ser causada por factores tectónicos externos, cambios de temperatura, factores internos como la saturación en volátiles de líquido silicatado (formación de burbujas) (Bachmann y Bergantz, 2008). Otros factores internos son propuestos por Caricchi (2021): (1) **Inyección** de fundidos de fuentes más profundas causando un aumento en la temperatura, volumen y presión; (2) **exsolución de volátiles** (second boiling) debido al aumento de la concentración de H₂O y CO₂ en el fundido residual causando un aumento en la presión interna; (3) **carga y descarga**, donde cambios en la superficie (cambios glaciares y grandes masas de agua) generan variaciones en la presión litostática suficientes para perturbar el reservorio y cambiar su presión interna.

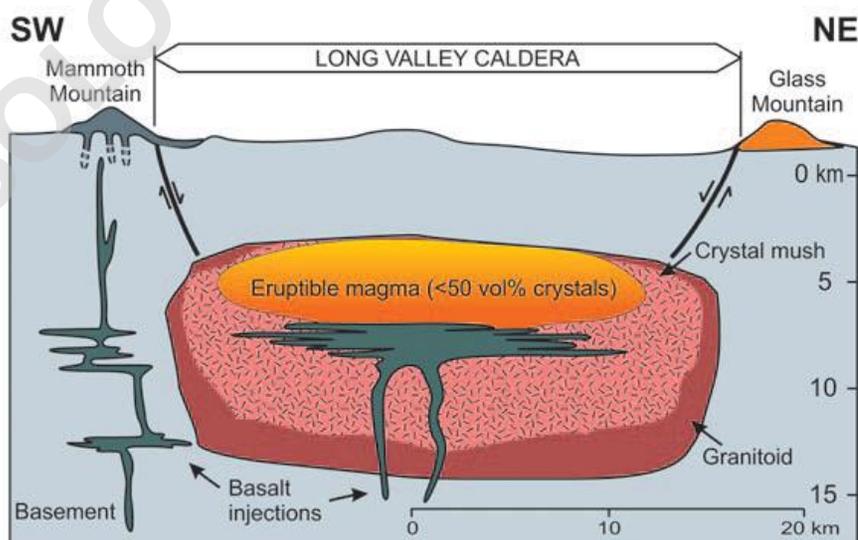


Figura 2. Sección geológica simplificada de la caldera de Long Valley, explicando el rejuvenecimiento del mush cristalino. Extraído de Bachmann y Bergantz (2008).

El rejuvenecimiento además toma en cuenta la inyección de fundidos inmiscibles lo cual mantiene la composición inicial sin variaciones considerables (Bachmann y Bergantz, 2008). Los diques alimentadores aportarían calor y gases a la cámara, provocando la fusión parcial de la red cristalina, por lo tanto, generaría un aumento en el volumen y una sobrepresión a tasas que sobrepasen la fuerza de la roca caja, gatillando erupciones (Huber et al., 2009).

La mayoría de las erupciones relacionadas al rejuvenecimiento cristalino presentarían una relación cercana entre una cámara de gran tamaño (~10 km) y el sistema volcánico. La principal limitación de esto, está en el tipo de morfología y los procesos, dado que se limitan a calderas donde existe una segregación de fundidos en la cámara magmática (Lipman, 1984). En estos casos es posible observar un plutón con zonaciones verticales con una base granodiorítica y un techo de granito y se plantea que su contraparte volcánica responde a estas mismas variaciones generando una gran diversidad composicional (Bailey et al., 1976).

1.1.2 Relación Volcano-Plutónica

Las relaciones entre las rocas volcánicas y plutónicas han estado implícitas desde los años 1700s donde se estableció el origen de los granitos (Cf. Glazner et al., 2018). En las cuales se plantea la visión clásica de reservorios y volcanes (alimentación directa tipo “Balloon and soda Straw”, donde una cámara alimenta a los volcanes por medio de diques) la que implica una relación directa entre cuerpos ígneos kilométricos y la superficie.

Pero esta relación es puesta en duda por diversos problemas (Glazner et al., 2018).

- La falta de evidencia geofísica que compruebe la existencia de cuerpos magmáticos dominados por líquidos. Los estudios son capaces de mostrar cuerpos ígneos, pero no diferenciar las fases internas claramente.
- Problemas mecánicos y físicos con la rápida formación de estos cuerpos. Al ser tan corta la vida modelada de los reservorios someros, existen problemas con encontrar procesos que permitan una diferenciación o fusión parcial que alcance estas velocidades de formación, cambios de volumen y variaciones composicionales (Glazner et al., 2004).
- La corta vida termal de estos sistemas (los modelos no contemplan la alimentación posterior), como se ejemplifica en la caldera Long Valley, California (Bailey et al., 1976).

- Evidencias geocronológicas de plutones con largos períodos de actividad. Aunque esto varía dependiendo de los niveles donde sean formados, los tiempos de formación y de vida activa de los plutones se contempla entre ~2.6 y ~5.5 Ma (Matzel et al., 2006) y hasta 10 Ma en cuerpos de gran tamaño (e.g. Glazner et al., 2004).

Aún con estas consideraciones, la relación volcano-plutónica ha sido aceptada en general, pero no se ha llegado a un consenso sobre la naturaleza de esta (Glazner et al., 2015). Ya que existen diferencias sistemáticas entre ambos tipos de rocas, como lo es la tendencia de las rocas volcánicas a presentar composiciones más máficas (Kennedy y Anderson, 1938).

En general, la conexión entre rocas volcánicas y plutónicas ha sido relacionada a la diferenciación desde un magma parental basáltico lo cual produciría un amplio espectro de composiciones (Bowen, 1915), complementado por procesos de separación de líquidos residuales (Daly, 1917). Se plantea una conexión directa desde el reservorio por medio de diques y conductos hacia la superficie o hasta un reservorio de menor tamaño y menor profundidad (Buddington, 1959). Por lo general se proponen modelos donde no existe influencia externa como asimilación o intrusión de diques hacia el reservorio, por lo que los principales procesos son el fraccionamiento por diferencias de densidad (composición) y la extracción de fundidos por cambios de las condiciones termodinámicas (Hamilton, 1959; Hildreth, 2004).

Según Schaen et al. (2017), existen granitos formados mediante fraccionamiento en la corteza somera en los cuales las diferencias litológicas entre plutones y productos volcánicos responden al gap de extracción de fundidos (composiciones entre 70-75 wt. % SiO₂), lo cual se presenta como evidencia a favor de la relación genética. Se usan relaciones de Zr y Ba para evidenciar procesos de compactación y separación de fundidos en los cuales se analizan los cambios de afinidad durante la diferenciación (Deering y Bachmann, 2010). Otro acercamiento al problema es considerar las variaciones observadas como un continuo de procesos los cuales representan la evolución de un sistema magmático el cual tendría como final un volcanismo explosivo, contrario a lo implicado en la formación de cumulos el cual generaría principalmente morfologías de caldera (Lipman, 1984).

Respecto al gap generado por los cambios en la relación fundido-cristales (Figura 3), es inherente a la cristalización fraccionada para todas las composiciones, causado por la ventana de mayor eficiencia la cual se encuentra entre el 50% y 70% de cristalinidad. La probabilidad de extraer fundido de un residuo cristalino en una cámara magmática en enfriamiento es mayor en esta ventana debido a la segregación mejorada en la ausencia de una convección que abarque toda la cámara, el buffer de temperatura debido a la liberación de calor latente de la cristalización y gradientes termales disminuidos de las paredes de la cámara (Huber et al., 2009; Dufek y Bachmann, 2010).

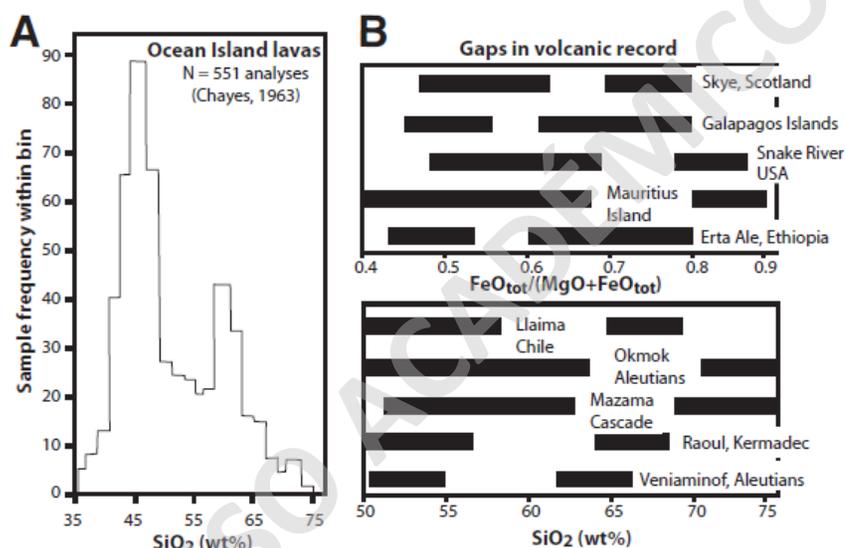


Figura 3. Gap composicional en los productos volcánicos, (Dufek y Bachmann, 2010).

1.2 MARCO TEÓRICO SOBRE PROCESOS INTERNOS DE RESERVORIOS MAGMÁTICOS

La diferenciación magmática se entiende como el proceso de producción de magmas de distinta composición a partir de un mismo magma parental inicialmente homogéneo (semi-homogéneo). Comienza con un magma primario, el cual es modificado por procesos fisicoquímicos durante el ascenso, generando magmas evolucionados (Winter, 2001). En reservorios someros, se puede tener principalmente fraccionamiento, asimilación, recarga de magma (Zimmerer, 2013). En este caso, se considerará como someros a los reservorios emplazados en los niveles superiores de la corteza, con profundidades máximas de 15 km (Figura 4).

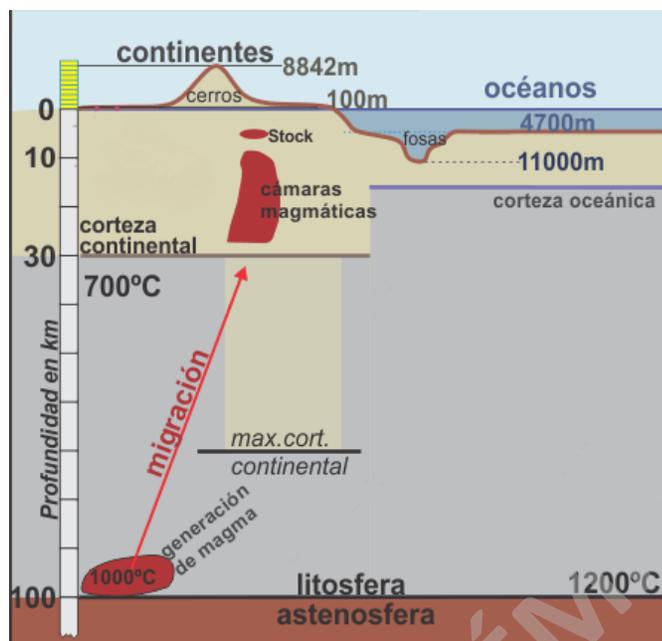


Figura 4. Profundidades de la corteza y cámaras magmáticas. (modificado de Griem, 2006).

Al extraer porciones de magma en distintos estadios de la cristalización, es posible obtener distintas composiciones como producto final (Bowen, 1915, 1919). Esto también puede aplicarse a la inversa mediante el proceso de cristalización fraccionada, donde un fundido primario se va solidificando en distintos estadios. El fundido residual se empobrece en compatibles a medida que el magma cristaliza, por ende, la proporción de incompatibles es mayor. A medida que los cristales son extraídos del sistema (fraccionamiento), el proceso continúa hasta alcanzar un fundido residual alto en incompatibles y en componentes minerales de baja temperatura (cuarzo, feldespato principalmente; Tyrrell, 1978).

Los principales factores que afectan la diferenciación en reservorios someros son los cambios en las variables intensivas, como presión, temperatura o composición, donde el mecanismo más común, la separación física de fases. La efectividad de esta separación depende del contraste de fases, es decir las diferencias físicas que tengan entre sí, siendo normalmente separadas por temperatura o densidad (Winter, 2001). Dicho esto, se tiene que los principales mecanismos de separación son el ascenso de líquidos, precipitación de sólidos, escape de gases y fraccionamiento cristalino. Dentro de la evidencia de procesos de fraccionamiento se encuentran las texturas acumuladas causadas (Winter, 2001). Existen distintos modelos e hipótesis que explican la formación y el comportamiento interno de las cámaras magmáticas (e.g. Latypov, 2020).

1.2.1 Intrusión por capas

En el trabajo de Gelman et al. (2014) se propone un modelo de emplazamiento incremental, es decir intrusiones continuas en largos períodos de tiempo, las cuales no siempre respetan un orden estratigráfico de base (abajo) y techo (arriba). Este emplazamiento es consistente con la cristalización fraccionada de fundidos basálticos (O'Driscoll y VanTongeren, 2017).

1.2.2 Cumulados gravitacionales

Una de las primeras teorías de comportamiento magmático interno, es la de cúmulos postulada por Bowen (1928), la cual llevó a ver los reservorios como un cuerpo fluido cuya composición era prácticamente la misma en toda su formación, donde el principal responsable de explicar la diferenciación es la gravedad y la separación física por densidad (Huppert y Sparks, 1980). Este modelo visualiza los reservorios de magma como estanques fundidos con alta capacidad de homogenización y convección. Sin embargo, una limitante para este modelo es que la velocidad de asentamiento debe ser mucho mayor que la cristalización del cuerpo magmático para poder generar la capa sólida en la zona inferior. Además, esta capa debería ser delgada, dado que el flujo químico difusivo no debe aumentar la temperatura de los componentes para evitar el crecimiento de cumulados de gran tamaño. En la misma línea, existen quienes proponen que los cristales son mantenidos en suspensión hasta alcanzar un punto de cristalinidad crítica (45-50%) (Bachmann y Bergantz, 2004).

1.2.3 Cristalización basal con difusión química

Es complementario a la intrusión por capas, donde propone un crecimiento cristalino en los márgenes de estas intrusiones. Se ha discutido que la cristalización de la base de los intrusivos ocurre *in situ* y presenta variaciones continuas de elementos traza a través del tiempo (Cawthorn y McCarthy, 1980, 1985). Este modelo se basa en la suposición que la transición entre sólidos y fundidos puede ser tratado como un límite discreto en el cual hay un bajo gradiente de extracción de fundido intersticial. En general la existencia de secuencias de crecimiento de techo a base (Wager y Brown 1968) son prueba suficiente para la cristalización *in situ* de las zonas superiores de las cámaras magmáticas.

1.2.4 Reinyección

Una característica notable de los cuerpos ígneos es la repetición de secuencias laminadas (capas), donde la cristalinidad de estos varía considerablemente (Parsons, 1987). Para el caso de capas cíclicas a gran escala (>50 m), se postula un modelo en el cual interactúa la cristalización y la convección, considerando un sistema cerrado. Se propone que la generación de cristales en la zona baja del reservorio genera una capa aislante separando el cuerpo cristalizado del fundido, lo que genera una cristalización separada hasta que la densidad de cristales es suficientemente alta para inhibir la convección y los cristales en suspensión decantarían rápidamente generando una capa completa (Brown, 1956; Jackson, 1961).

1.2.5 Extracción de líquidos residuales

Existen trabajos como Glazner et al. (2015), los cuales abordan este problema usando modelos y predicciones, tomando en cuenta gran parte de sus limitantes como lo son los problemas de muestreo, los limitantes geocronológicos, variaciones geoquímicas entre otros, dando como resultado una aceptación parcial a la relación genética entre rocas plutónicas y volcánicas.

Otros usan comparaciones directas entre plutones y volcanes (Du et al., 2021), estudiando intrusiones sub volcánicas y su volcanismo coetáneo, analizando tanto la relación química directa, la petrografía, termodinámica además de realizar modelos numéricos con el fin de predecir y replicar los comportamientos observados y esperados. Para obtener información sobre los estados físicos del reservorio magmático y su evolución en la corteza somera. Se infiere que los magmas tuvieron una recarga máfica, lo que fundió parcialmente los cumulos basales de composición intermedia, extendiendo el tiempo de vida del plutón. Llegando a la conclusión de que los intrusivos representan los cumulos residuales complementarios al volcanismo de la zona. Además de implicar los reservorios félsicos son capaces de generar magmas evolucionados mediante procesos de asentamiento en dos etapas, en este caso facilitado por inyecciones de magma, confirmando la relación volcano-plutónica en la corteza somera.

1.3 MARCO GEOTECTÓNICO: MAGMATISMO MIOCENO EN CHILE CENTRAL COMO CASO DE ESTUDIO

La zona donde se realiza el estudio se encuentra en la Cordillera Principal Occidental de Chile Central (33° - $33^{\circ}5'$) (Figura 5), conformada por rocas volcánicas con algunas facies sedimentarias de edad Cenozoica, que constituyen las Formaciones Abanico (Oligoceno-Mioceno superior) y Farellones (Mioceno medio-superior), siendo la primera hospedante del Plutón La Obra.

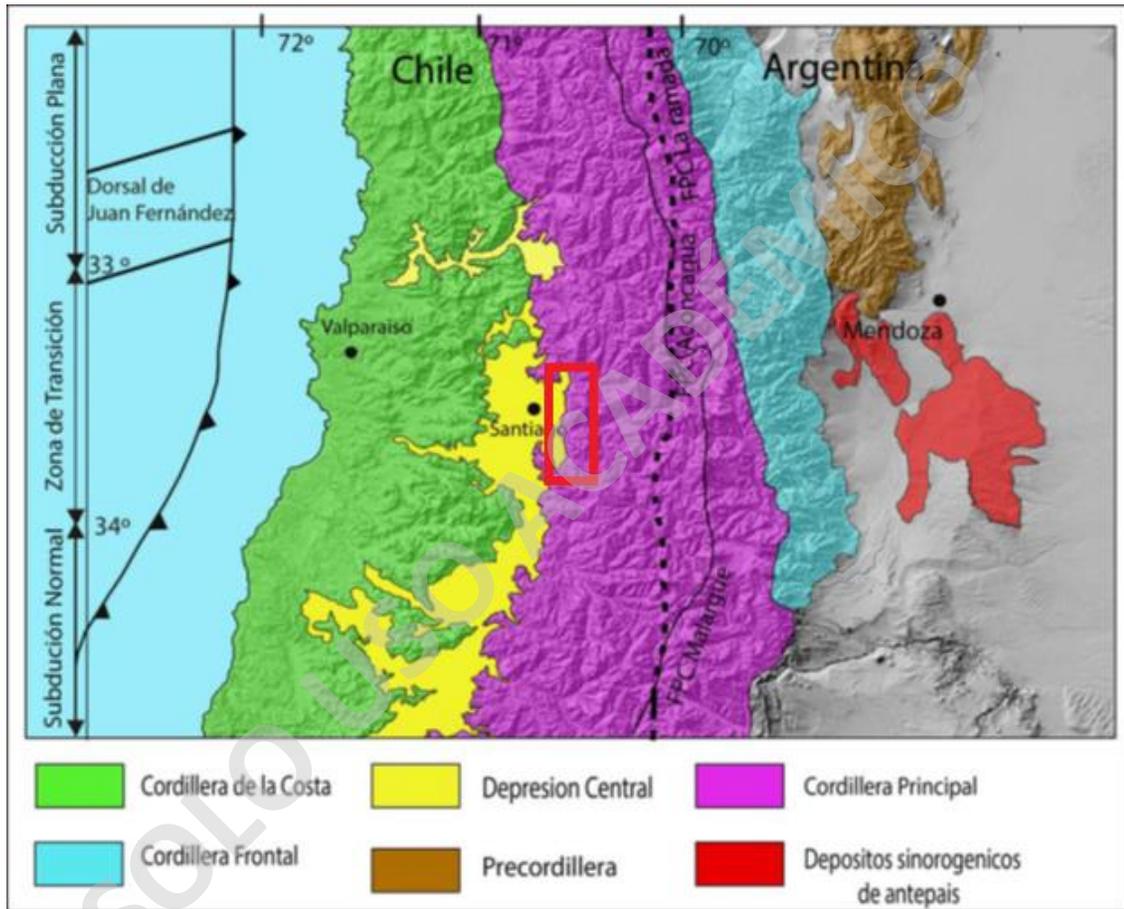


Figura 5. Macro morfologías del Orógeno Andino, Chile central 32° - 35° S. Zona de estudio demarcada con polígono rojo. Modificado de Quiroga (2013).

Durante el Oligoceno se tiene un período de extensión, evidenciado por el desarrollo de una cuenca extensional de antearco denominada Cuenca Abanico (Figura 6). La cual fue alzada en su porción occidental debido a la formación continua de la Cordillera de la Costa durante este período. Esta extensión ha sido asociada al adelgazamiento cortical, transferencias calóricas y magmatismo toleítico (Kay y Abbruzzi 1996; Kurtz et al., 1997; Zurita et al. 2000; Charrier et al., 2002).

Posterior a la formación de cuencas, un incremento en la convergencia de las placas da inicio a al período de la Orogenia Pehuenche (Charrier et al., 2002), la cual es caracterizada por la inversión tectónica parcial de la Cuenca Abanico, asociada al engrosamiento cortical (Giambiagi et al., 2014). Durante este período, se da origen a la Fm. Farellones, acompañada del emplazamiento de diversos cuerpos intrusivos, los cuales se ubican dentro de la Fm. Abanico (Kurtz et al., 1997). Producto a los cambios en la dinámica de la convergencia, se provoca una migración hacia el este, tanto del arco como de la deformación (Charrier et al., 2009), la cual puede ser evidenciada en los depósitos de la Fm. Farellones (Figura 7).

Se propone además que el rápido alzamiento y exhumación de los intrusivos llevó a la exsolución de fluidos magmáticos ricos en cobre, generando la formación y mineralización de grandes pórfidos cupríferos de interés económico (Stern y Skewes, 1995). Las tasas de exhumación van desde 0.55 mm/año en el Plutón La Obra, hasta 3 mm/año para el Plutón de las Nacientes del río Cortaderal, siendo esta última más reciente (Kurtz et al. 1997).

Además, la alta velocidad de las placas y los cambios en el ángulo de subducción, generan un aumento en la erosión por subducción, el cual es reflejado en cambios composicionales desde el Mioceno (Stern, 2011), como el aumento de Yb, la disminución de isotopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, composiciones isotópicas más primitivas en general y un aumento progresivo en el contenido de álcalis (Kay et al., 2005).

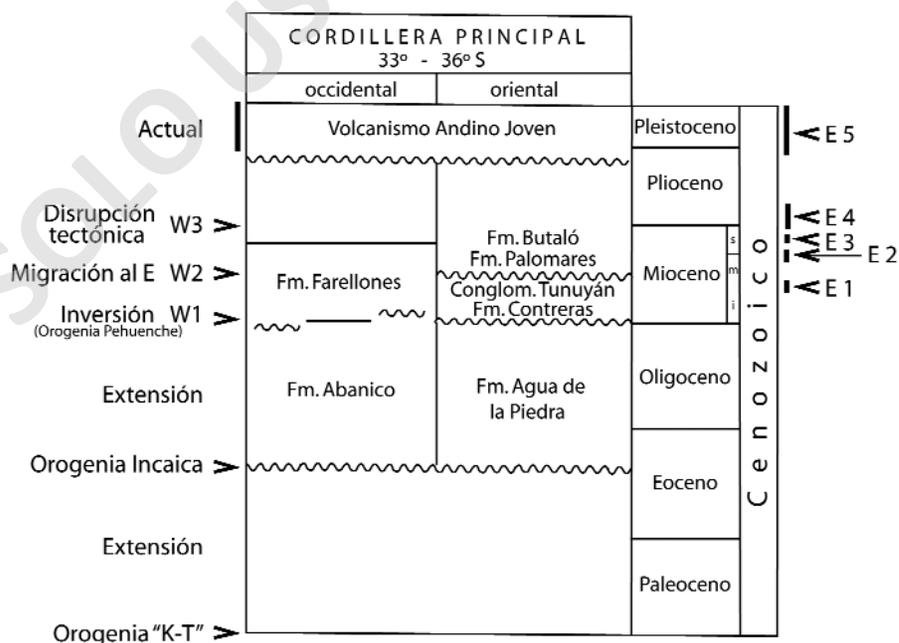


Figura 6. Asociación de eventos tectónicos con sus depósitos característicos. Extraído de Charrier et al. (2009).

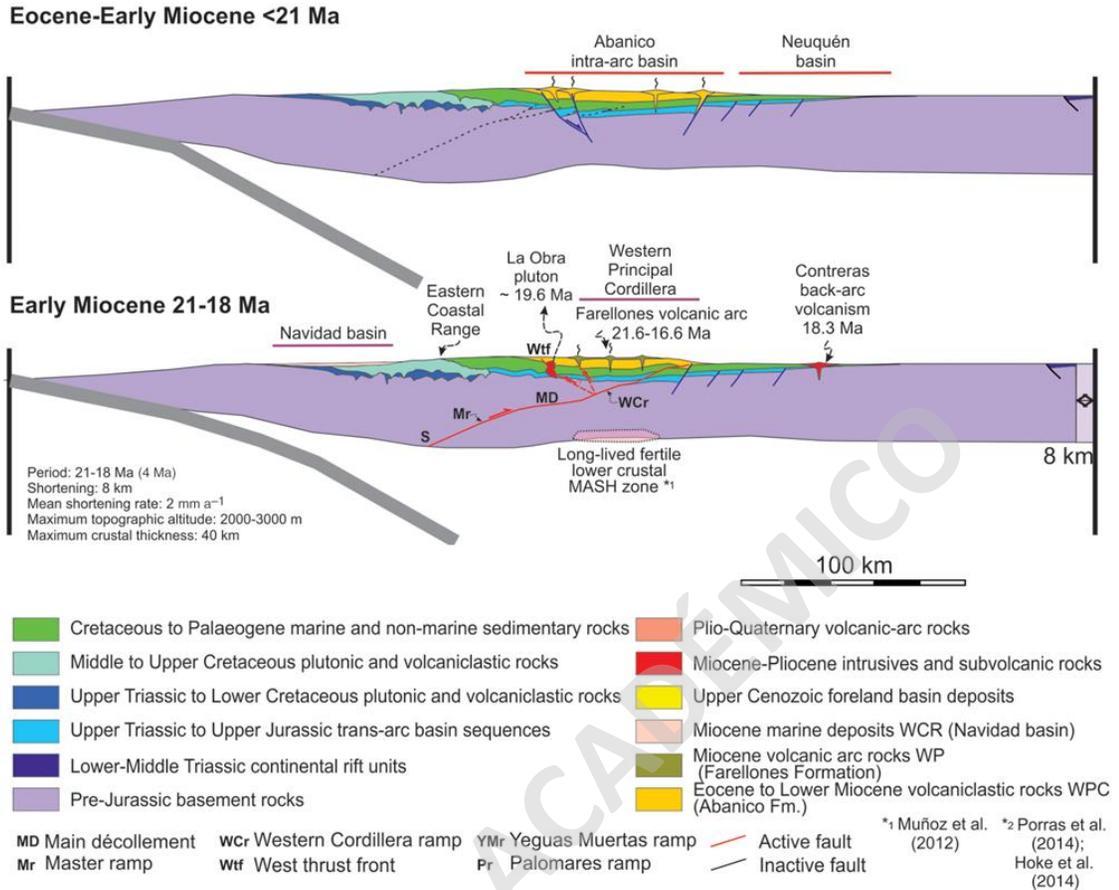


Figura 7. Modelo evolutivo transecta 33°40'S en el Mioceno temprano. Extraído de Giambiagi et al. (2014).

Como se mencionó anteriormente, debido a la disminución del ángulo de subducción en la zona se genera una migración en el arco magmático hacia el este. Previo a esta migración, las composiciones isotópicas de los magmas cambiaron significativamente, indicando un aumento temporal de la influencia de la corteza en la formación de magmas.

En la zona entre las latitudes 33°-37°S las razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, Lu/Hf y FeO*/MgO aumentan hacia el sur, mientras que las razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Ce/Yb, Rb/Cs, abundancias de K, Rb, Cs, Ba, Th y elementos LILE aumentan hacia el norte.

Los centros volcánicos ubicados al Norte tienden a tener menores contenidos de TiO₂ y mayores contenidos de MgO y SiO₂ en promedio, sin embargo, los valores de CaO, Al₂O₃, Na₂O y P₂O₅ se mantienen relativamente constantes. Se han postulado al menos dos explicaciones para estos cambios en las composiciones, siendo la más aceptada la contaminación cortical debido al engrosamiento de esta (Holm et al., 2014), pero también existen quienes postulan enriquecimiento de la fuente mantélica (Kay et al., 2005).

1.4 GEOLOGÍA ZONA DE ESTUDIO

Dentro de la zona, se encuentran: Formación Abanico, Formación Farellones y Plutón La Obra (Figura 8).

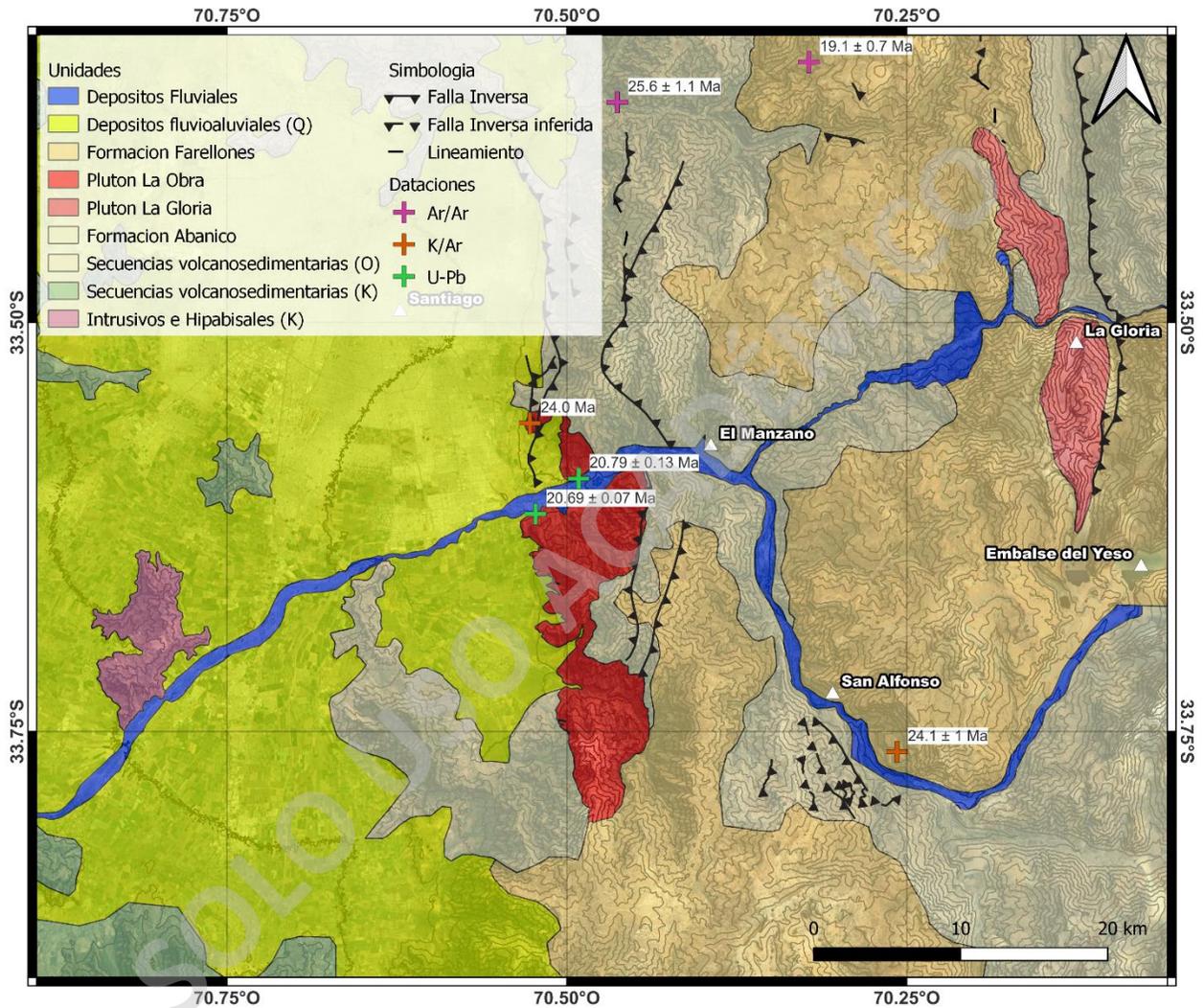


Figura 8. Mapa zona de estudio, abarcando Fm. Farellones, Fm. Abanico y Plutón La Obra. Basado en Thiele (1980); Nyström et al. (2003); Fock (2005); Quiroga (2013, 2015); Villela (2015); Piquer (2020); Mardones et al. (2021); Rodríguez (2022).

1.4.1 Formación Abanico

Secuencia volcanosedimentaria de 3000 m de potencia, posiblemente aumentado por las numerosas intrusiones posteriores a su depositación (Thiele, 1980). Es mapeada como dos franjas con orientación N-S, separadas por la Formación Farellones. Está formada por tobas y brechas volcánicas, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias clásticas. En su zona inferior predominan los productos explosivos, de granulometría gruesa, llegando hasta 60 cm de diámetro. Las lavas son de composición media a ácida (andesitas y riolitas). Mientras que la zona superior presenta mayor presencia de rocas sedimentarias clásticas, como areniscas de grano medio a fino, lutitas finamente estratificadas.

Dataciones en plagioclasas con el método K/Ar, entregan edades desde 25.2 ± 0.1 Ma en los estratos superiores (El Arrayán), hasta 62.3 ± 3 Ma en los estratos basales (El Volcán) (Drake et al, 1976; Vergara y Drake, 1979). Si bien se sabe que las rocas en esta unidad están en su generalidad medianamente alteradas, esta alteración es relativamente contemporánea con el volcanismo (Levi, 1970)

1.4.2 Formación Farellones

La Formación Farellones es definida como una potente unidad constituida por rocas sedimentarias clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas, junto con rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de la erosión de rocas efusivas. Su límite inferior está marcado por la discordancia angular que la separa de la Formación Abanico.

Está compuesta de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas donde las lavas son predominantes. Se presentan alternancias de rocas volcanoclásticas finas produciendo estratificación en serie, diferenciándose así claramente con Fm. Abanico, la cual es visualmente maciza. En las tobas, se pueden encontrar clastos de riolitas y andesitas porfíricas en una matriz cinerítica fina. Mientras que las ignimbritas presentan clastos de andesitas y obsidianas. Se estima un espesor de 2500 m.

Dataciones de K/Ar en plagioclasas, arrojan edades de 18.5 ± 0.2 Ma en Farellones y 17.3 ± 0.3 Ma en Lagunillas. Otras dataciones corresponden al límite Abanico-Farellones con edades desde 22.9 ± 0.5 Ma hasta 24.1 ± 1.0 Ma en La Vuelta del padre.

1.4.3 Plutón La Obra

El Plutón La Obra forma parte de la Unidad intrusiva I definida en la Hoja de Santiago por Thiele (1978). Usando dataciones radiométricas, en la zona oeste del plutón, mediante el método K/Ar en biotitas, se obtuvieron valores de 24.0 Ma (Aguirre et al., 1974). Considerando esta datación y las realizadas en cuerpos intrusivos cercanos (con resultados entre 10 – 13.9 Ma). Se infiere que la Fm. Farellones y el Plutón La Obra serían relativamente contemporáneas y estos cuerpos intrusivos podrían ser asociados a la raíz de la cadena volcánica que originó a la Formación Farellones (Thiele, 1978). Además, se tienen dataciones de trazas de fisión en apatito realizadas por Maksaev et al. (2003), las cuales indican edades de 21.1 Ma siendo relativamente concordantes con las dataciones Ar/Ar realizadas por Kurtz et al. (1997), lo cual indicaría que las rocas se mantuvieron a profundidades no mayores a 3.5-5 km debido al gradiente geotérmico (Kurtz et al., 1997; Giese, 1994).

1.5 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

Debido a la cantidad de factores que afectan en procesos de ascenso, diferenciación y evolución magmática, es difícil definir una relación entre distintos productos de un fundido y cómo estos se registran en las rocas plutónicas y volcánicas, lo cual ha llevado a interpretaciones contradictorias durante las últimas décadas (Bachmann y Bergantz, 2008; Lundstrom y Glazner, 2016; Glazner et al., 2018). Asimismo, existe intensa discusión acerca de la capacidad de los reservorios de magma emplazados en la corteza superior, representados por plutones intermedios a ácidos, para producir magmas riolíticos capaces de alimentar grandes erupciones (Bachmann & Bergantz, 2008; Annen, 2009).

Según algunos estudios, los diques leucocráticos preservados en plutones graníticos no son equivalentes a los productos riolíticos provenientes de erupciones volcánicas (Lundstrom y Glazner, 2016), sino que presentan variaciones, principalmente en los elementos menores, los cuales no serían consistentes con la roca inicial, como lo son la concentración de Zr, Eu, Sr y las variaciones de volumen (Glazner et al., 2018). Motivos por los cuales las riolitas no podrían provenir de la extracción de fundidos residuales desde reservorios magmáticos emplazados en la corteza superior.

Dichas diferencias, podrían ser explicadas sin necesidad de influencia externa, mediante procesos como el fraccionamiento tardío en la corteza somera, extracciones de fundidos evolucionados y variaciones producto del gap composicional (cristalinidad y eficacia de procesos; Daly, 1933; Schaen et al., 2017).

Por tanto, para probar o refutar la conexión volcano-plutónica, es necesario responder a la interrogante ¿Es capaz un reservorio somero generar las variadas composiciones de productos volcánicos observados en superficie? ¿Cuáles son las limitaciones? ¿Qué procesos son los involucrados y cuáles son sus evidencias?

Como caso de estudio se escoge el caso de estudio del Plutón La Obra y la Formación Farellones, dado que tienen relación tanto espacial como temporal, perteneciendo al Mioceno temprano, y ubicados en la zona de Chile Central entre los 33°S y 34°S de latitud. Aun así, se deben tener en cuenta ciertas restricciones, dado que la Fm. Farellones se encuentra elongada en el eje N-S y existen dataciones de la zona sur, las cuales serían más antiguas que el Plutón La Obra, por lo que no podrían ser producto directo de este. Además de esto, tanto el plutón como los productos volcánicos, tienen un amplio rango de composiciones, pasando de andesitas basálticas hasta riolitas, lo cual permite una comparación completa.

Es necesario mencionar que, si bien se toma un caso de estudio, no quiere decir que estas rocas estén relacionadas directamente, sino más bien se busca mostrar que el Plutón La Obra, en caso de generar volcanismo, habría podido generar rocas volcánicas de composiciones equivalentes a las de Fm. Farellones, aunque estas hayan sido erodadas con el tiempo previo a la exhumación de este plutón.

1.6 HIPÓTESIS

El Plutón La Obra representa una porción del reservorio magmático que dio origen a los productos volcánicos registrados en la Fm. Farellones, lo que se registra en las composiciones de roca total, tanto en elementos mayores como menores y trazas.

Teniendo en cuenta los distintos procesos de diferenciación y extracción de fundidos es posible generar las distintas composiciones en rocas intrusivas y volcánicas, los cuales podrían compartir un magma parental. En esta relación se pueden presentar distintos casos:

- a) El reservorio que dio lugar al plutón La Obra alimentó el volcanismo, teniendo una relación genética directa y tendrían la misma composición.
- b) Existe una relación genética en la cual el reservorio alimentó el volcanismo, pero el plutón se convertiría en un cumulado cambiando así su composición y se diferencia de los productos volcánicos.
- c) En este caso el volcanismo y el plutón tienen una evolución completamente separada, los cuales podrían estar alimentados por una fuente común de mayor tamaño, pero sufren procesos los cuales cambian sus características.

1.7 OBJETIVO GENERAL

Establecer la relación genética entre Fm. Farellones y el Plutón La Obra, evaluando los cambios fisicoquímicos y los procesos que permiten generar las diferencias composicionales entre productos volcánicos y su contraparte intrusiva en sistemas magmáticos someros. Para esto se evaluarán los cambios composicionales (geoquímica) y distribución de los componentes en las fases que conforman el sistema, determinando las fases que permiten explicar las diferencias entre las composiciones de los distintos fundidos generados.

1.8 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1. Recopilar y analizar datos geoquímicos del Plutón La Obra y productos volcánicos relacionados a Fm. Farellones, con el fin de identificar las relaciones entre los magmas parentales, los fundidos residuales y sus productos volcánicos finales (similitudes geoquímicas, efecto del agua en la compatibilidad de elementos y distintos factores, límites de la segregación y su alcance fisicoquímico, escalas temporales).

2. Reconocer e interpretar los procesos magmáticos que controlaron la evolución composicional del Plutón La Obra por medio de análisis petrográficos y geoquímicos.
3. Evaluar la relación genética entre el Plutón La Obra y los posibles productos volcánicos que conforman la Formación Farellones, a partir de la comparación de las señales geoquímicas (elementos mayores, menores y trazas).

1.9 METODOLOGÍAS

1.9.1 Recopilación de información

En primer lugar, se lleva a cabo la recopilación bibliográfica de datos químicos de las unidades a estudiar. Se buscan muestras del Plutón La Obra y la Fm. Farellones, de composiciones intermedias a ácidas, que presenten una edad concordante, es decir, se descarta toda muestra volcánica con dataciones previas a la máxima datación de La Obra (24 Ma; U-Pb en circón).

Se seleccionaron las muestras que contienen la mayor información de REE, específicamente Sr, Y, Eu, Rb. Siendo Sr e Y elementos diferenciadores generales para riolitas y diques. Además, los elementos mencionados, están presentes comúnmente en diques leucocráticos, y si son observados de manera similar o congruente en muestras de productos volcánicos podrían dar indicios de una relación cogenética y otros procesos de asimilación.

1.9.2 Análisis de datos geoquímicos

Los análisis químicos son realizados por el laboratorio Bureau Veritas, donde se utilizan los métodos ICP-ES e ICP-MS para la detección de los elementos que se encuentran en la roca total (whole rock). Estos estudios detectan los óxidos mayores, incluyendo 20 elementos y además se incorporan métodos capaces de medir elementos refractarios y tierras raras con precisiones de hasta 0.01 ppm. Usando estos datos, se realizan gráficos con el fin de observar las tendencias y variaciones en su comportamiento dependiendo de la evolución del magma (contenido de SiO₂). También es posible realizar análisis de proveniencia, correlación de elementos menores y mayores, posibles secuencias cristalinas, entre otros.

Con estos datos, se realiza una correlación de la química entre las unidades volcánicas y plutónicas, evaluando si estas son compatibles y resulta coherente vincularlos a un mismo magma parental. Identificando la firma geoquímica y la posible evolución de las muestras.

2. RESULTADOS

2.1 ANÁLISIS DE DATOS DEL PLUTÓN LA OBRA

Se usan muestras obtenidas del Plutón La Obra, ubicado en Chile central entre los 33°3' y 33°4' de latitud (Figura 9). Se tienen dataciones K/Ar en biotita de hasta 24 Ma en el sector noroeste (Aguirre et al., 1974) y estudios más recientes indican edades U-Pb en circón de hasta 20.79 ± 0.13 Ma en granodioritas (Piquer et al., 2020).

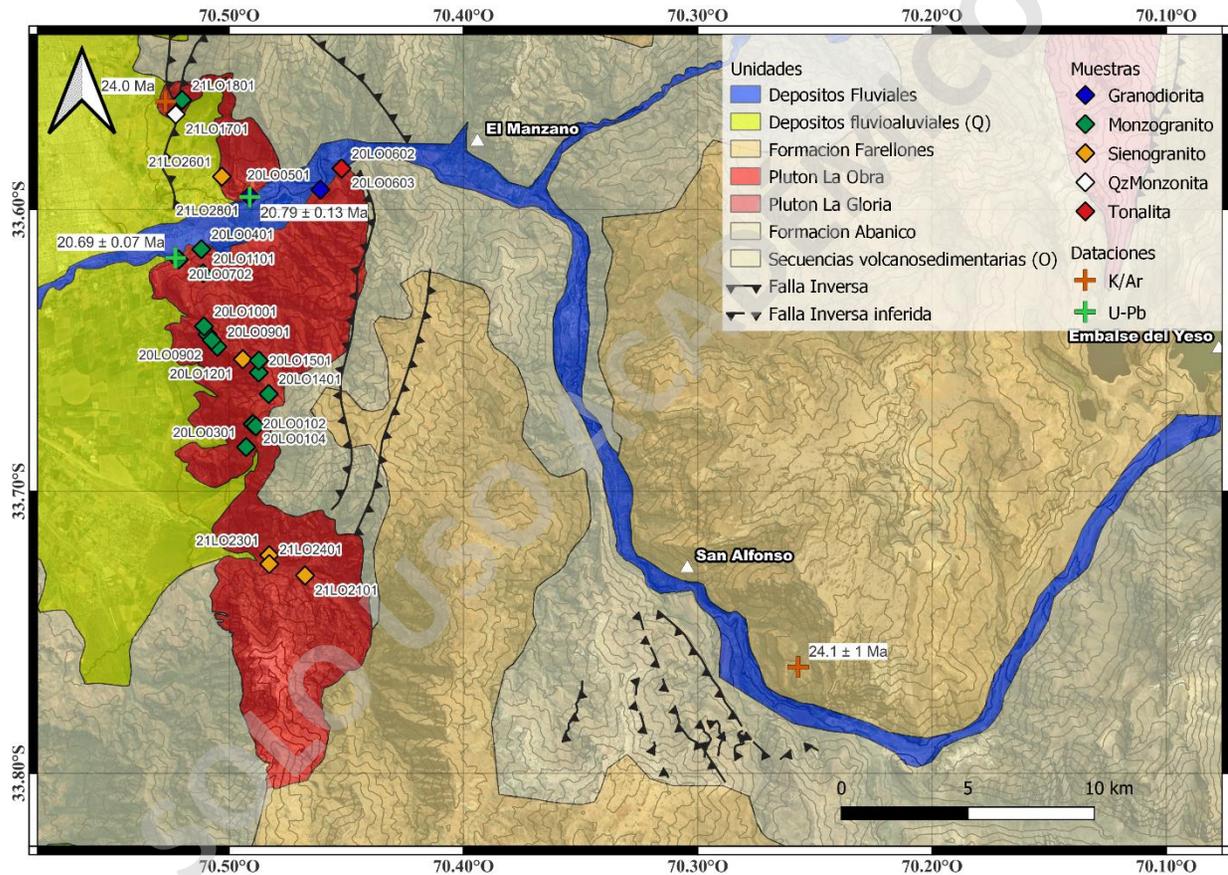


Figura 9. Mapa ubicación muestras plutónicas, Plutón La Obra. Basado en Thiele. (1978), Nyström et al., (2003) y Rodríguez (2022).

2.1.1 Petrografía del Plutón La Obra

Es posible separar las muestras analizadas en 3 grandes grupos, granodioritas, monzogranitos y sienogranitos. Los minerales dominantes en estas rocas son las plagioclasas, feldespatos potásicos y cuarzo, presentando variaciones de entre 10 vol.% y 45 vol.% en estos componentes con un relativo equilibrio entre estos, siendo la roca más común el monzogranito. En cuanto a los máficos, el mineral dominante es la hornblenda en la mayoría de los casos (5% a 25% de abundancia), y biotita en menor medida (1% a 15%), además se observan minerales secundarios como epidota (hasta 5%), apatito, titanita (menores a 1%) y arcillas las cuales alteran principalmente a los feldespatos.

Se observa un leve patrón de distribución de las muestras donde los monzogranitos, se concentran en la zona central al sur del río Maipo, los sienogranitos se observan mayoritariamente en la zona sur y las granodioritas y otros productos (muestras de enclaves, diques entre otros) se encuentran en la zona norte.

Las texturas más dominantes son de tipo intercrecimiento de feldespatos con cuarzo y plagioclasas, junto con zonaciones principalmente en plagioclasas (Figura 10 y Figura 11). Además, se observan en menor medida cristales embahados de cuarzo y hornblenda (Figura 12).

Muestra	Litología	Máfico	Texturas				
20LO0101	Monzogranito	Hornblenda	Granofírica	Crecimiento vermicular	Macla Polisintética (Plg y Feld)	Gráfica	
20LO0301	Monzogranito	Hornblenda	Granofírica	Zonación en PLG	Gráfica	Macla Polisintética Plg	Macla Carlsbad Plg
20LO0401	Monzogranito-QzMonzonita	Hornblenda	Macla Polisintética Plg	Macla Carlsbad Plg	Poikilitica (Qz en Hbl)	Zonación Plg	Cúmulos Plg (acotado)
20LO0501	Granodiorita	Hornblenda	Gráfica	Macla Carlsbad Plg	FeldK Embahiado		
20LO0601	Granodiorita	Hornblenda	Macla Polisintética Plg	Macla Carlsbad Plg	Poikilitica (Plg en Hbl)	Cúmulos Plg	Zonación en Plg
20LO0603	Tonalita	Hornblenda	Macla Polisintética Plg	Macla Carlsbad Plg	Cúmulos Plg	Extinción ondulosa Plg	Zonación en Plg
20LO0701	Monzogranito	Biotita	Zonación en Feldk	FeldK dentro de Qz	Qz embahiado	Zonación Plg	Macla polisintética Plg
20LO0801	Monzogranito	Hornblenda	Macla Polisintética Plg	Zonación en Plg	Cúmulos Plg	Macla Carlsbad Plg	
20LO0901	Monzogranito	Hornblenda	Hbl Embahadas	Macla Polisintética Plg	Macla Carlsbad Plg	Zonación Plg	
20LO1201	Sienogranito	Hornblenda	Macla Carlsbad Plg	Macla Polisintética Plg	Qz embahiado	Zonación Plg	Gráfica
20LO1301	Monzogranito	Hornblenda	Granofírica	Gráfica	Macla Polisintética Plg	Zonación Plg	
20LO1401	Monzogranito	Hornblenda	Macla Polisintética Plg	Qz Embahiado	Macla Carlsbad Plg	Zonación Plg	
20LO1501	Monzogranito	Hornblenda	Qz Embahiado	Zonación en Feld y Plg	Macla polisintética (Plg y Feld)	Macla polisintética Plg	
21LO2101	Sienogranito	Hornblenda	Macla Polisintética Plg	Zonación Plg	Poikilitica (Hbl en Qz)	Poikilitica (Plg en Qz)	
21LO2301	Sienogranito	Hornblenda		Macla Polisintética Plg	Zonación FeldK	Polisintética FeldK	Macla Carlsbad FeldK
21LO2401	Sienogranito	Hornblenda	Macla Polisintética Plg	Macla Carlsbad Plg	Hbl en Feldk	Zonación FeldK	
21LO2601	Sienogranito	Hornblenda	Zonación Plg	Macla Polisintética Plg	Zonación FeldK		
21LO2801	Granodiorita	Biotita	Macla Polisintética Plg	Zonación FeldK	Zonación Plg	Hbl embahados	
21LO2802	Sienogranito	Hornblenda	Cúmulos Qz-Feldespató	Lamelas exsolución Feld	Zonación Plg	Macla Carlsbad Plg	Hbl Embahados

Tabla 1. Tabla resumen texturas de muestras Plutón la Obra. Se usan abreviaciones de minerales siendo: Plg (plagioclasas); Hbl (hornblenda); FeldK (feldespato potásico); Qz (cuarzo).

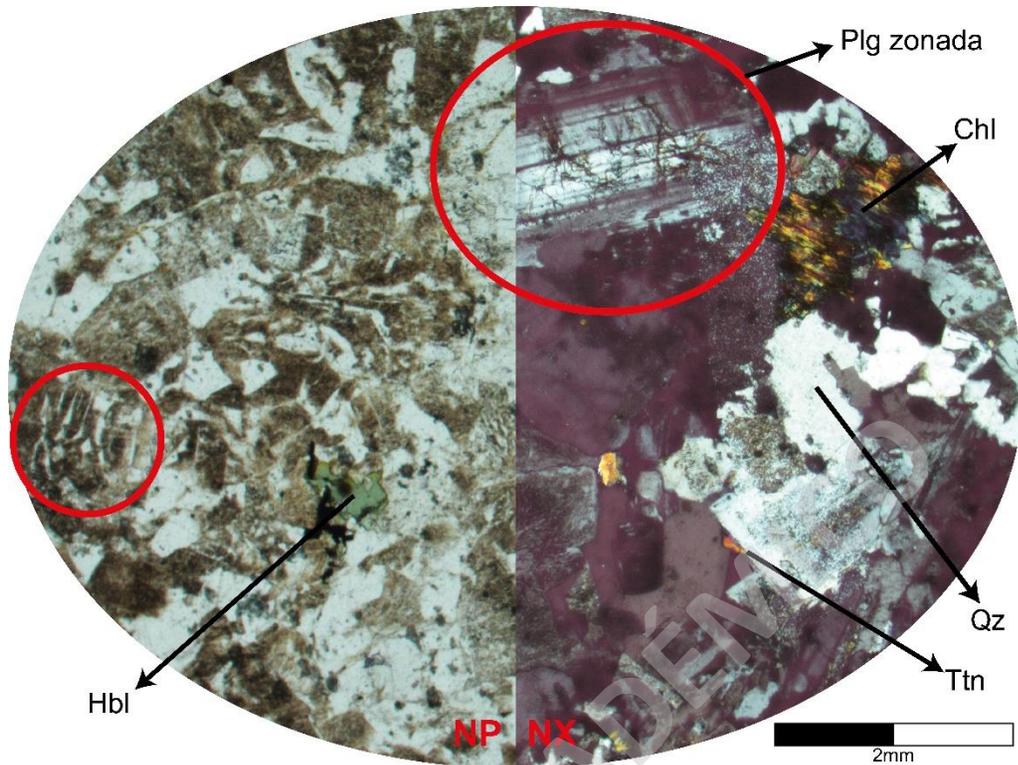


Figura 10. Fotomicrografía de monzogranito de hornblenda (20LO1501). Se muestra en el círculo un cristal de plagioclasa con zonación y textura gráfica.

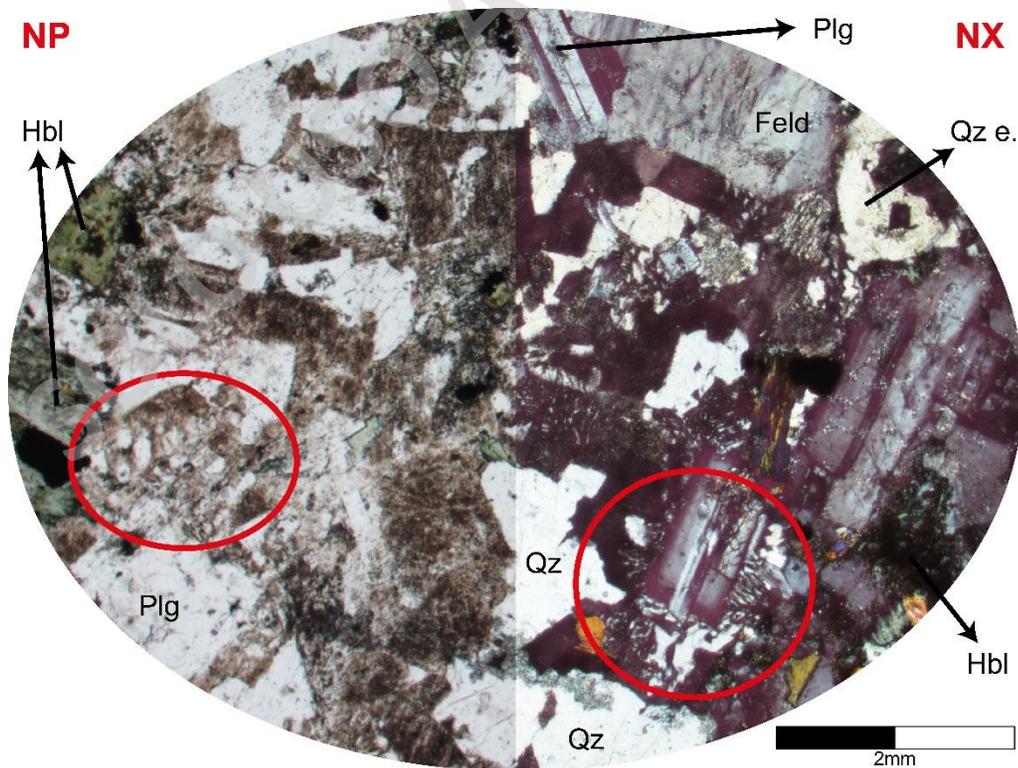


Figura 11. Fotomicrografía de Sienogranito de hornblenda (20LO1201). En los círculos se muestran texturas gráficas y granofíricas.

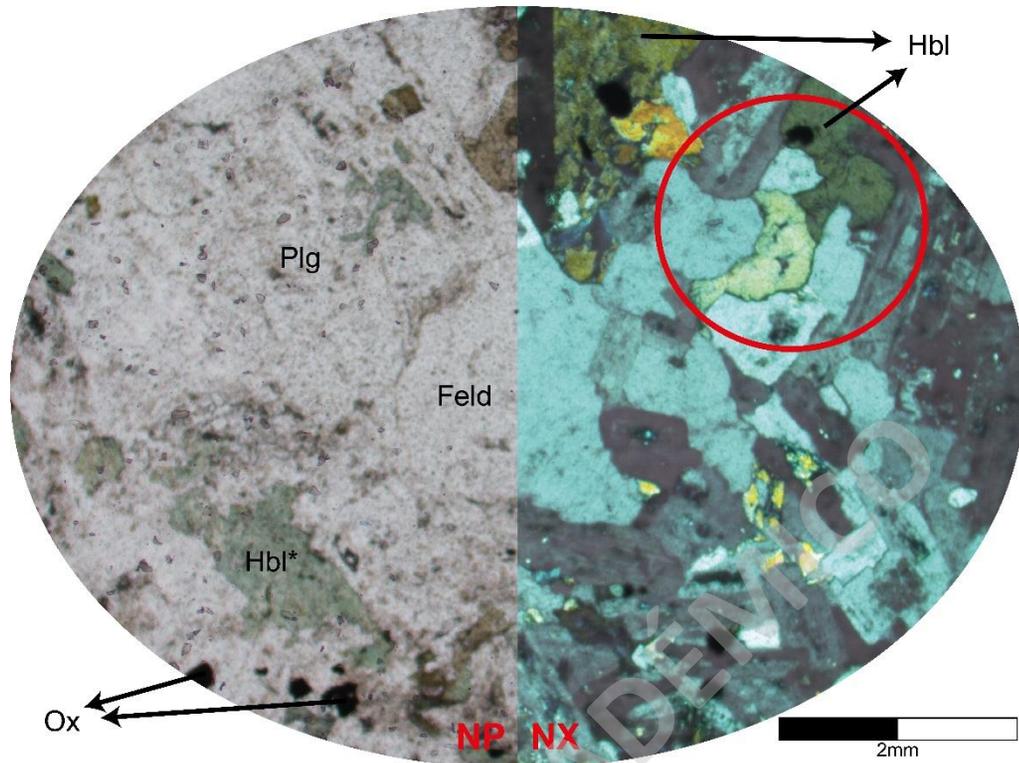


Figura 12. Fotomicrografía de granodiorita de hornblenda (20LO0501). Se muestra un cristal de hornblenda con texturas de reabsorción. Hbl*: hornblenda con alteración a clorita.

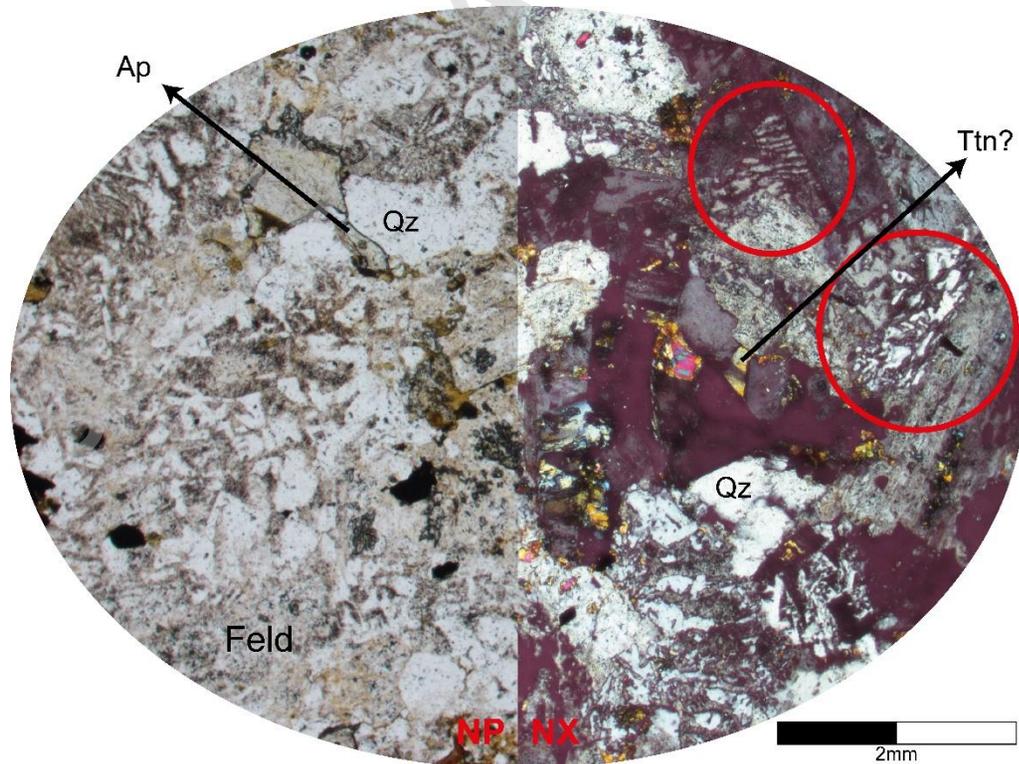


Figura 13. Fotomicrografía de Monzogranito de hornblenda (20LO101). En rojo se muestran texturas gráficas y granofrías.

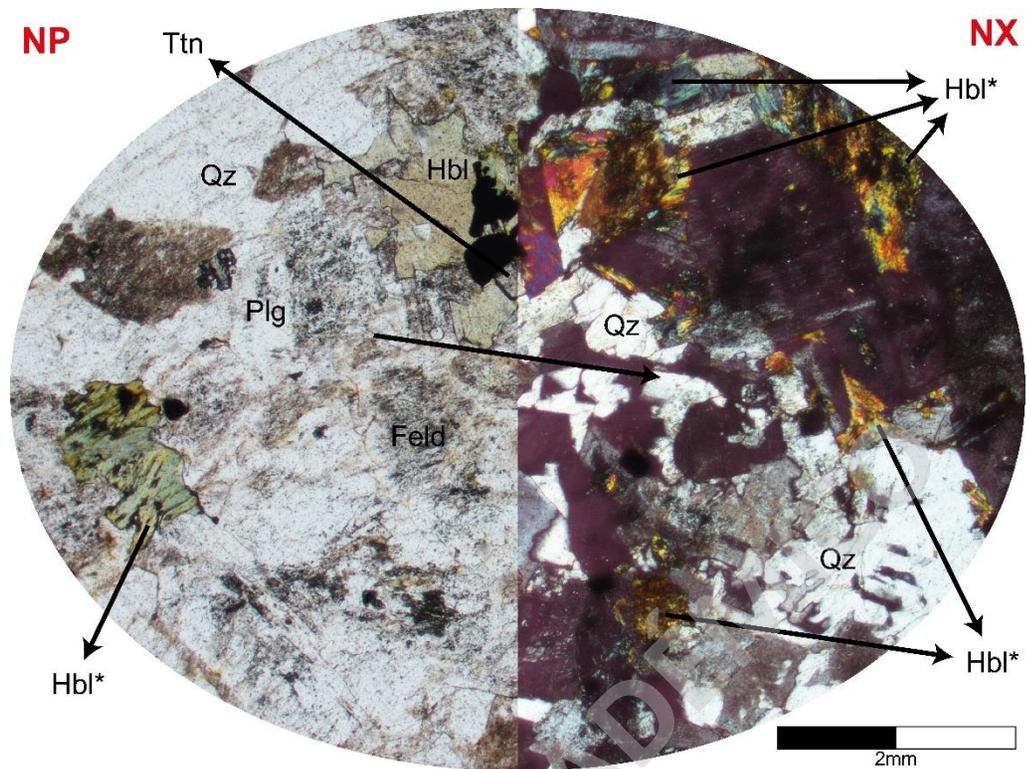


Figura 14. Fotomicrografía de Monzogranito de hornblenda (20LO301). Hbl*: hornblendas alteradas

2.1.2 Composición geoquímica del plutón La Obra

Se tiene un total de 23 muestras con geoquímica de roca total, obtenidas principalmente de la zona centro-sur del plutón entre las latitudes 33.6°-33.7°S. Si bien la gran mayoría de las muestras, presentan altos contenidos de SiO₂ (>64 wt. %), se puede observar un amplio rango composicional, el cual comprende rocas desde un ~55 wt. % SiO₂ hasta 78 wt. % SiO₂, mostrando un aumento lineal de álcali respecto a sílice (Figura 15). Por otro lado, las concentraciones de MgO y FeO disminuyen con el aumento de SiO₂ (Figura 16).

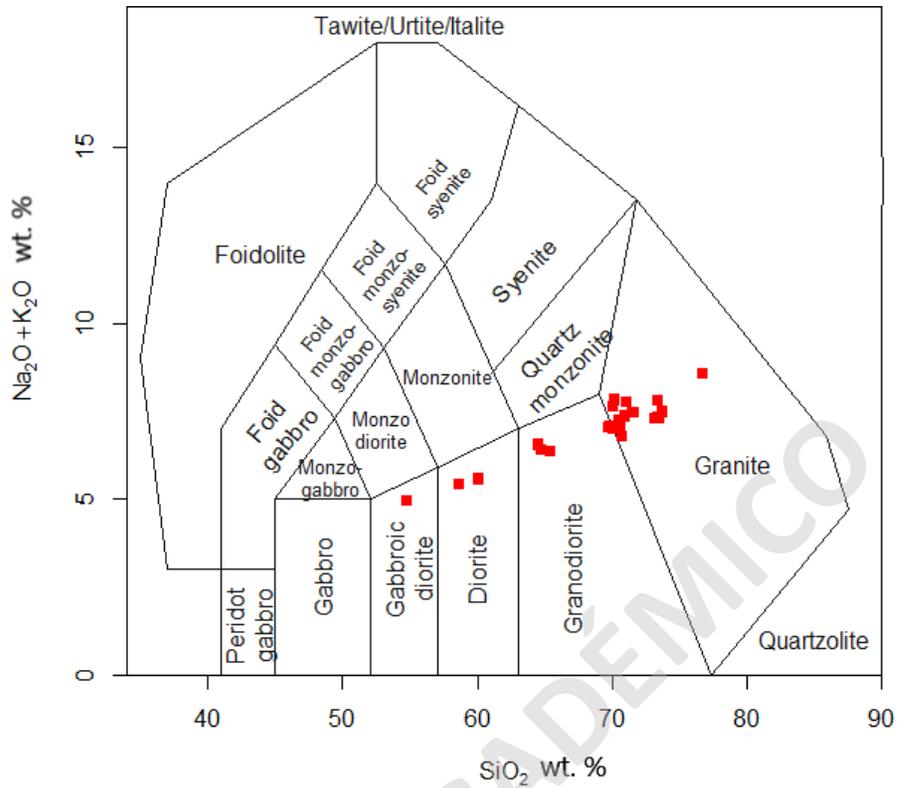


Figura 15. Diagrama TAS de muestras Plutón La Obra según Middlemost (1994).

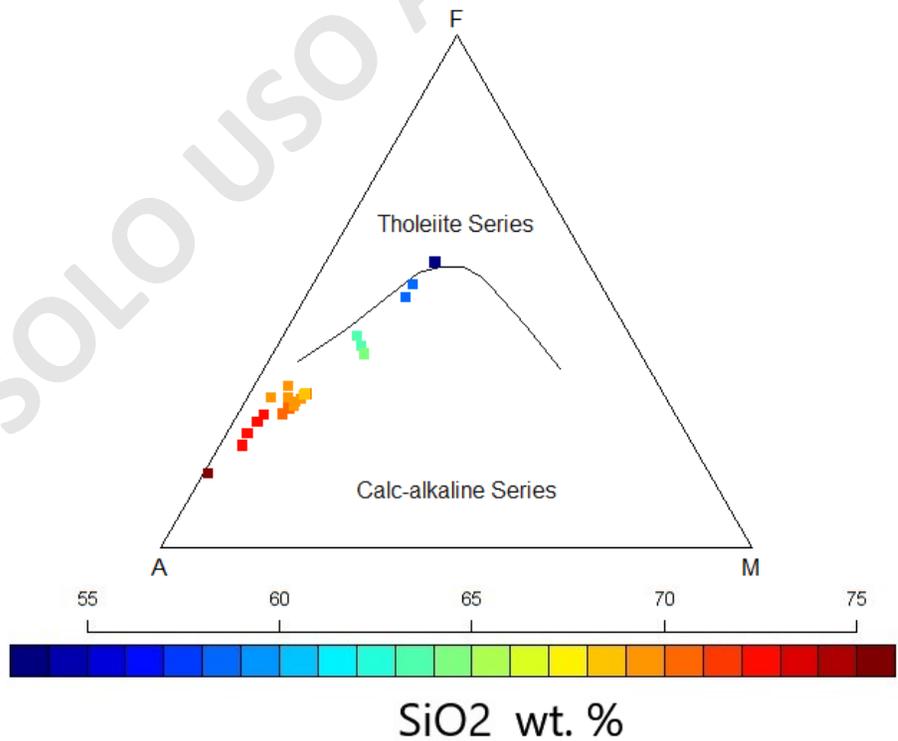


Figura 16. Diagrama AFM de muestras Plutón La Obra según Irvine y Baragar (1971) donde A: Na₂O + K₂O; F: Fe₂O₃(t); M: MgO.

En general, el contenido de elementos mayores en las muestras presenta una tendencia lineal decreciente respecto al aumento de SiO_2 (Figura 17). El contenido de Na_2O presenta comportamiento un anómalo comparado con el resto de los elementos mayores, mostrando una mayor dispersión, aunque sus rangos de variabilidad son bajos (1 wt. %) y puede estar asociado a errores de medición propia del elemento.

Se observan dos grupos de datos, donde las muestras más básicas (sílice bajo el 65 wt. %), presentan un rango más amplio en los contenidos de óxidos, mientras que las muestras con mayor contenido de SiO_2 se encuentran más agrupadas. Describiendo elemento por elemento se tiene:

- TiO_2 ; Al_2O_3 ; MgO ; CaO ; FeO y MnO , muestran una tendencia lineal decreciente. Las muestras más ácidas (> 65 wt. % SiO_2) presentan una leve dispersión en las concentraciones de estos elementos, con rangos que varían entre 0.2 wt. % (TiO_2), 1 wt. % (Al_2O_3), 0.6 wt. % (MgO), 1.2 wt. % (CaO), 2 wt. % (FeO) y 0.05 wt. % (MnO).
- El K_2O muestra una tendencia lineal positiva, donde en las rocas más ácidas (> 65 wt. % SiO_2) se observa un rango más amplio de concentraciones (de 3-5 wt. % K_2O).
- El contenido de Na_2O en muestras más básicas (< 65 wt. % SiO_2) presenta una tendencia constante alrededor de 0.6 wt. % de Na_2O , donde al pasar el límite de 65 wt. % SiO_2 existe una mayor variabilidad (± 0.4 wt. % en comparación a ± 0.1 wt. % en rocas básicas) y un aumento en las concentraciones del óxido.
- Las concentraciones de P_2O_5 presentan una leve tendencia negativa, aunque el rango de variación de las muestras es sumamente limitado, con concentraciones hasta 0.20 wt. %.

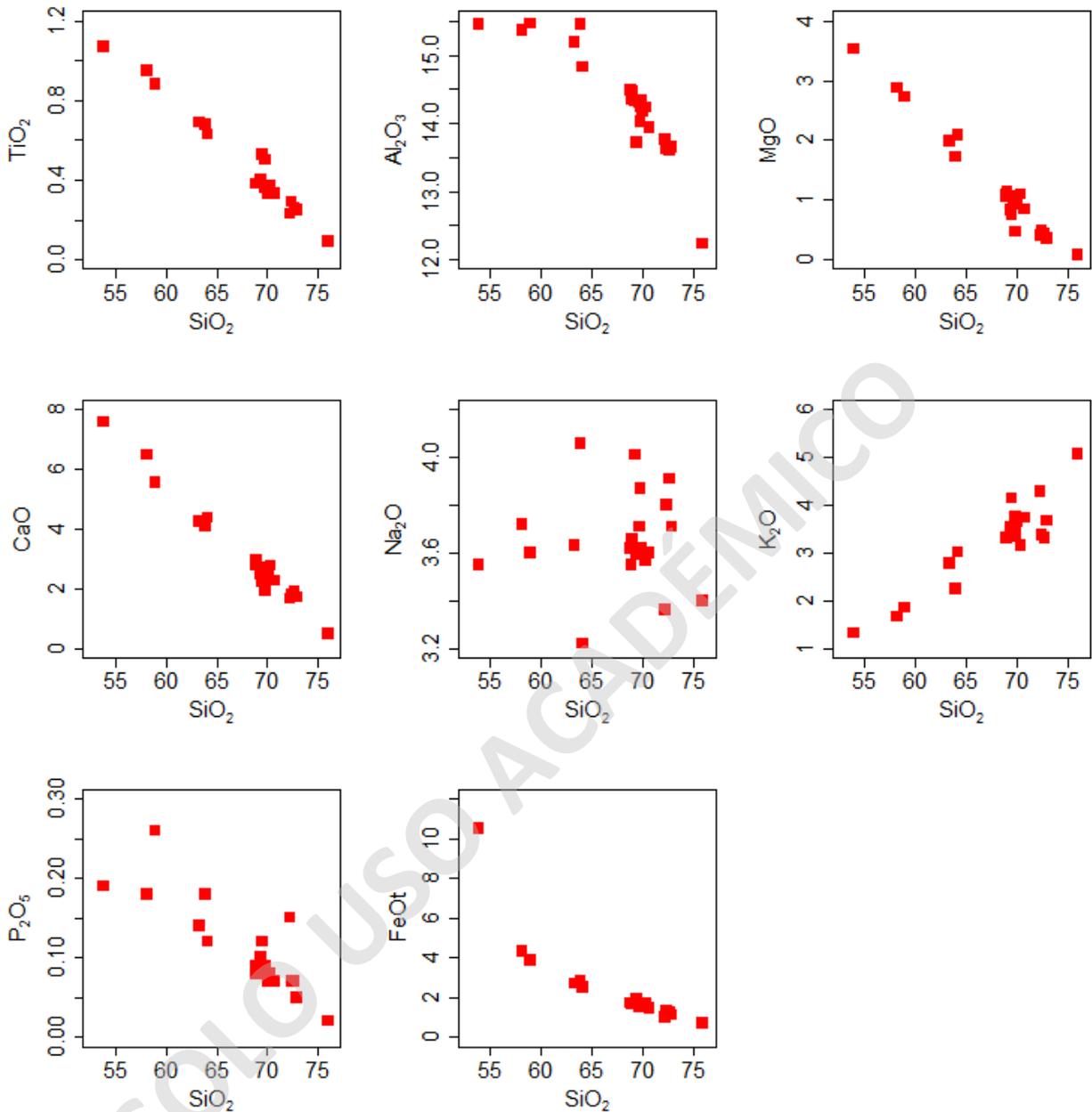


Figura 17. Diagramas Harker con concentraciones de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , FeOt , MnO respecto a SiO_2 wt. % en las muestras del plutón La Obra.

Los elementos más incompatibles se encuentran enriquecidos respecto al EMORB, en especial en las muestras con mayor contenido de SiO₂, mientras que al aumentar la compatibilidad (REE pesadas) las concentraciones se acercan al EMORB (Figura 18). Las muestras presentan las siguientes anomalías:

- Anomalía negativa de Eu
- Anomalía negativa de Ba,
- Anomalía negativa de Nb-Ta,
- Anomalía levemente negativa de Sr

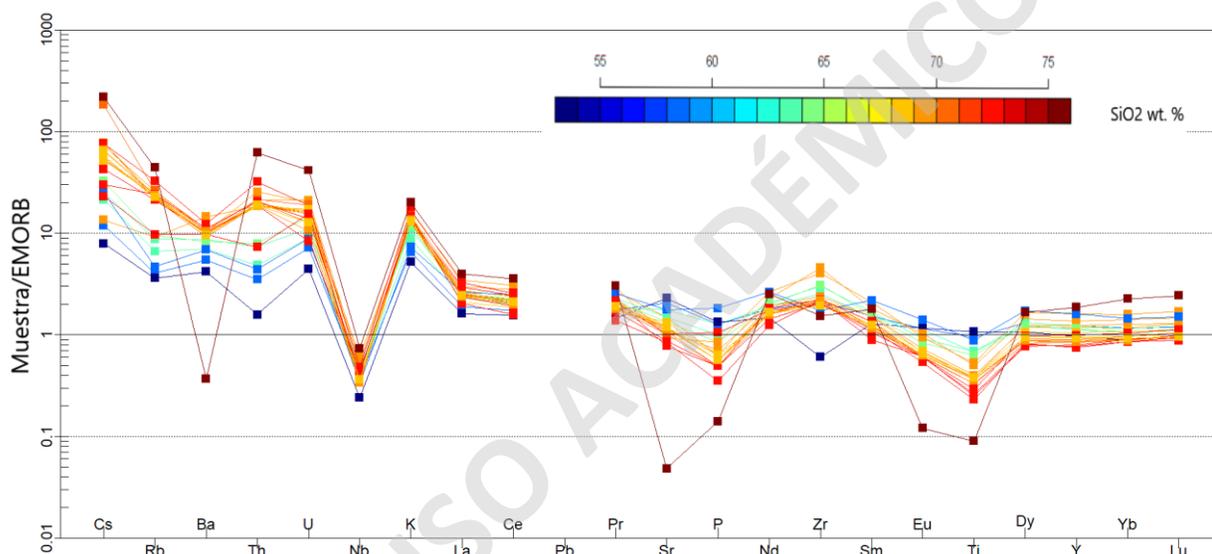


Figura 18. Diagrama multielementos de muestras Plutón La Obra, separado según contenido de SiO₂. Normalización a EMORB según Sun y McDonough (1989).

Dentro de los elementos traza, se tiene que los elementos más incompatibles y móviles (LILE), presentan una tendencia de aumento lineal respecto al aumento de SiO₂, mientras que elementos como Eu, Ti, P, Sm, Y presentan tendencias decrecientes (Figura 20).

Además de lo observado con los elementos traza, una comparación de REE con manto primitivo muestra que las rocas en general se encuentran enriquecidas siendo esto más notorio en las REE livianas (La, Ce, Pr, Nd; Figura 19). Además, se observa un progresivo empobrecimiento en las REE pesadas, con una marcada anomalía de Eu (Figura 19).

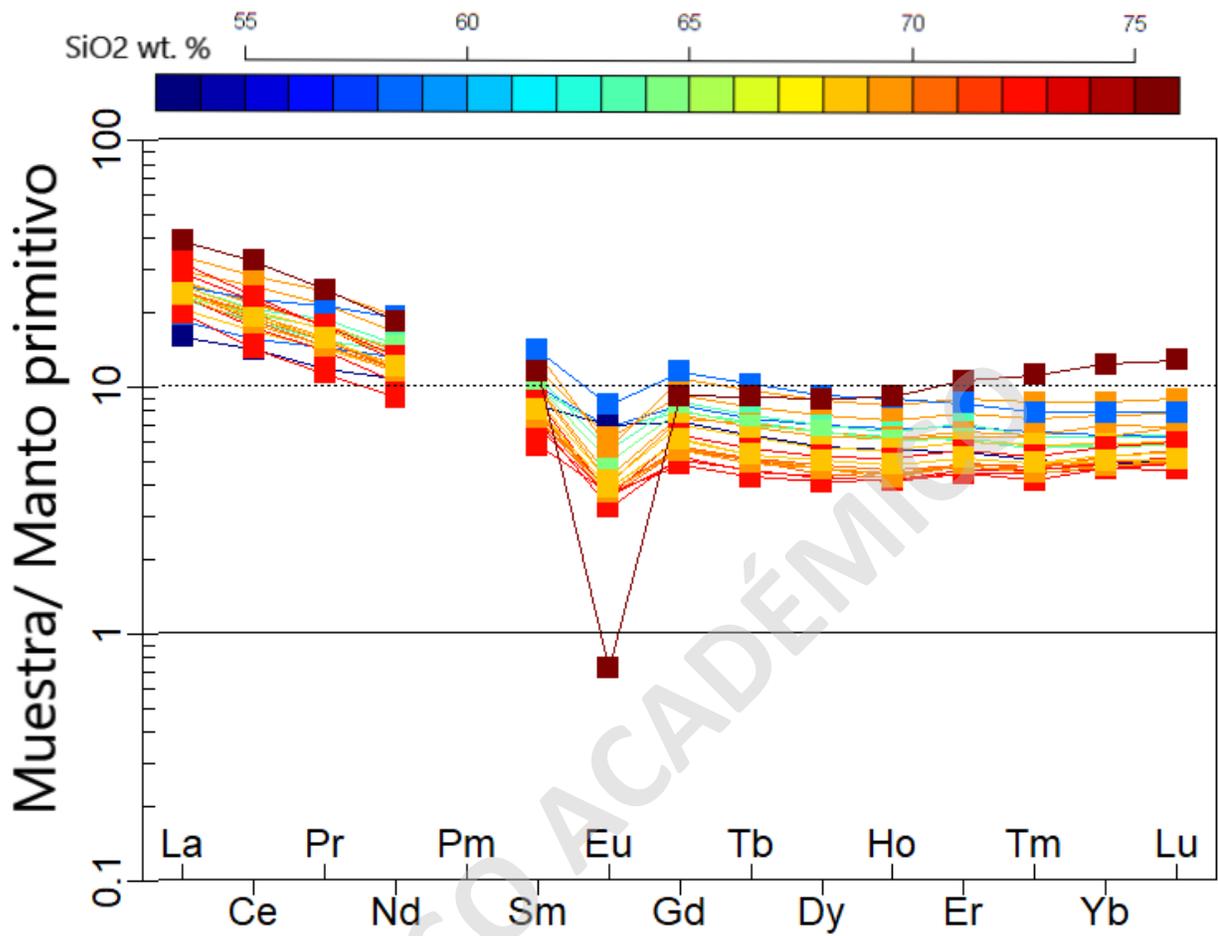


Figura 19. Diagrama REE/Manto primitivo de muestras Plutón La Obra según McDonough y Sun (1995). Muestras clasificadas por contenido de SiO₂.

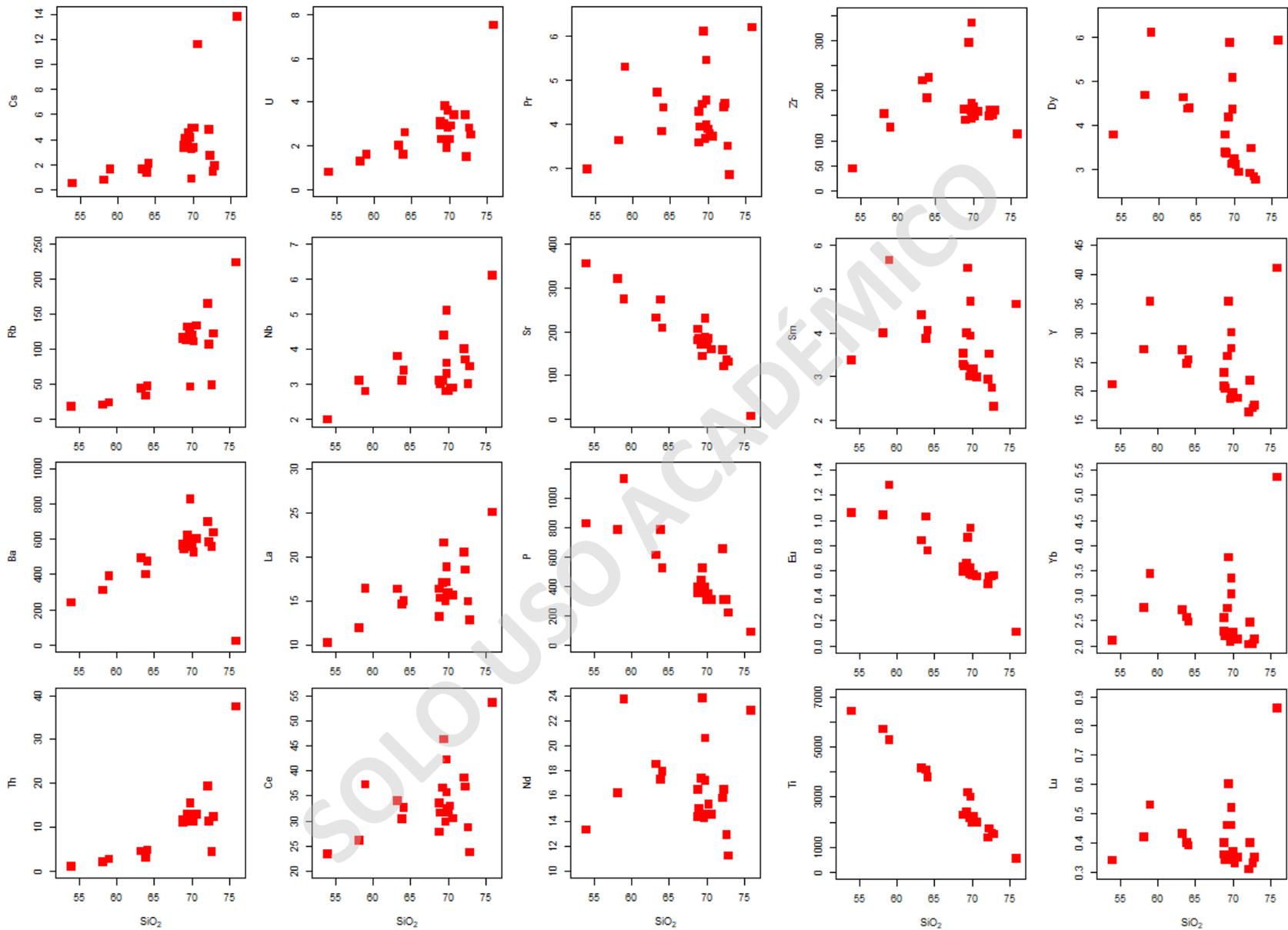


Figura 20. Diagrama Harker de muestras Plutón La Obra. Se muestra elementos traza vs SiO₂. Elementos traza medidos en ppm y SiO₂ en wt. %.

2.2 ANTECEDENTES DE LA FORMACIÓN FARELLONES

Se recopilan muestras de la zona central de Chile, específicamente de la Formación Farellones (Nyström et al., 2003). Las muestras están separadas en miembros, con edades K/Ar en roca total desde 16.6 ± 0.7 Ma en el sector Colorado-La Parva hasta 24.1 ± 1 Ma en el sector Vuelta del Padre, al sur de la formación (Vergara y Drake, 1978; Beccar et al., 1986). Las muestras utilizadas se encuentran en el sector La Parva-Cerro Colorado, cercano a Yerba Loca (Figura 21).

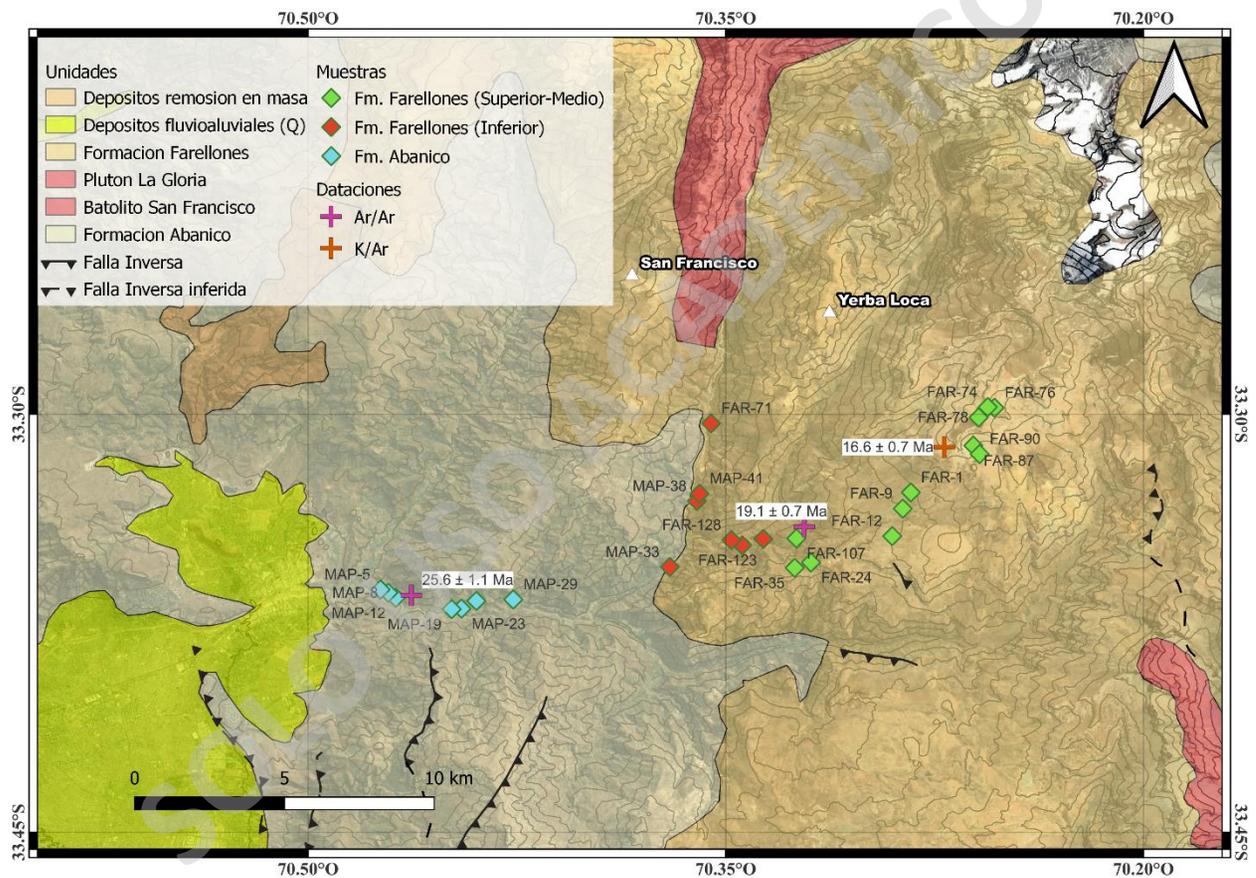


Figura 21. Mapa de muestras en Fm. Abanico y Fm. Farellones. Basado en Thiele. (1978) y Nyström et al., (2003).

2.2.1 Geoquímica de la Formación Farellones

Las muestras son en su mayoría lavas de composiciones intermedias (andesitas basálticas) a ácidas, además de otros productos volcánicos del mismo rango composicional (Tabla 2). Estas presentan composiciones subalcalinas, con rangos de sílice entre ~55 wt. % SiO₂ a ~80 wt. % SiO₂ (Figura 22).

Tabla 2. Muestras Formación Farellones, composición y dataciones. Obtenida de Nystrom (2003)

Edad	Muestra	Tipo	Clasificación
16.6 ± 0.7 Ma	F-76	Lava	Andesita Basáltica
	F-74	Lava	Andesita Basáltica
	F-78	Lava	Andesita
17.3 ± 0.3 Ma	F-90	Lava	Andesita
	F-87	Lava	Dacita
18.1 ± 0.6 Ma	F-12	Domo	Dacita
19.1 ± 0.7 Ma	F-1	Lava	Andesita Basáltica
	F-9	Lava	Andesita Basáltica
18.5 ± 0.2	F-24	Lava	Andesita Basáltica
	F-35	Lava	Dacita
21.6 ± 0.2 Ma	F-107	Lava	Andesita Basáltica
	F-115	Flujo de Ceniza	Riolita
	F-123	Flujo de Ceniza	Dacita
	F-128	Flujo de Ceniza	Dacita
	F-71	Toba	Andesita Basáltica
	M-41	Toba	Andesita Basáltica
	M-38	Flujo de Ceniza	Dacita
	M-33	Brecha Piroclástica	Dacita

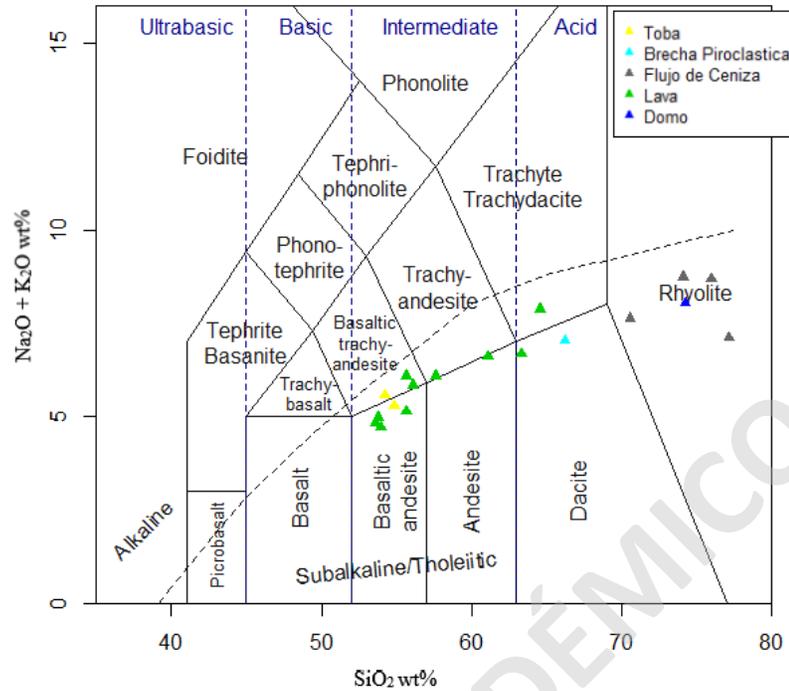


Figura 22. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) muestras Formación Farellones, clasificadas por tipo de roca.

Dentro de los distintos productos volcánicos se observa una dominancia de lavas hasta alcanzar un 65 wt. % SiO_2 , mientras que en rocas con mayor contenido de SiO_2 se observan flujos de cenizas, brechas piroclásticas y domos. Las rocas volcánicas presentan un comportamiento calco alcalino. Sin embargo, las lavas y tobas básicas se encuentran al límite de la fase toleítica, presentando mayor contenido de Fe total.

En general, la tendencia mostrada por los óxidos de TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO es lineal decreciente respecto al aumento del contenido de SiO_2 . Mientras que óxidos como Na_2O , K_2O y P_2O_5 presentan tendencias positivas (Figura 23). Además de este comportamiento general, existen particularidades en cada elemento, tales como:

- La concentración de TiO_2 muestra una tendencia lineal decreciente respecto al SiO_2 además de una agrupación de datos en el extremo de alto TiO_2 (>0.8 wt. %) con un rango de variación de hasta 0.5 wt. % TiO_2 en lavas y tobas con contenidos similares de SiO_2 (55-60 wt. %).
- El contenido de Al_2O_3 tiene una relación inversa con el SiO_2 , donde las muestras con menor contenido de SiO_2 (65 wt. % $>$) presentan un contenido estable de Al_2O_3 , manteniéndose entre 18% y 16 wt. % y las muestras con mayor SiO_2 presentan una mayor pendiente, es decir un empobrecimiento más rápido de Al_2O_3 .
- La tendencia de MgO muestra una abrupta caída en los niveles bajos de SiO_2 (~55 wt. %), pasando de 6% a 2% de MgO en un mismo rango de SiO_2 , seguido de una disminución lineal entre 58% y 65 wt. % SiO_2 . Las muestras más ácidas presentan un comportamiento más constante entre 0% y 1 wt. % MgO .
- Las concentraciones de K_2O presentan una tendencia lineal creciente respecto al aumento de sílice. La cual se mantiene relativamente lineal hasta alcanzar aproximadamente el 70 wt. % SiO_2 . Pasado este punto, se observa un aumento considerable de 3% a 6 wt. % K_2O en las rocas más ácidas.
- Si bien es un comportamiento menos marcado, la concentración de Na_2O presenta una tendencia creciente respecto al SiO_2 , hasta llegar al punto de quiebre alrededor del 65 wt. % SiO_2 , donde su tendencia se invierte.
- En el caso del P_2O_5 no se observa una tendencia lineal, sino más bien una disminución irregular de la concentración de este óxido al aumentar el SiO_2 hasta el punto de quiebre, donde se observa una concentración constante.

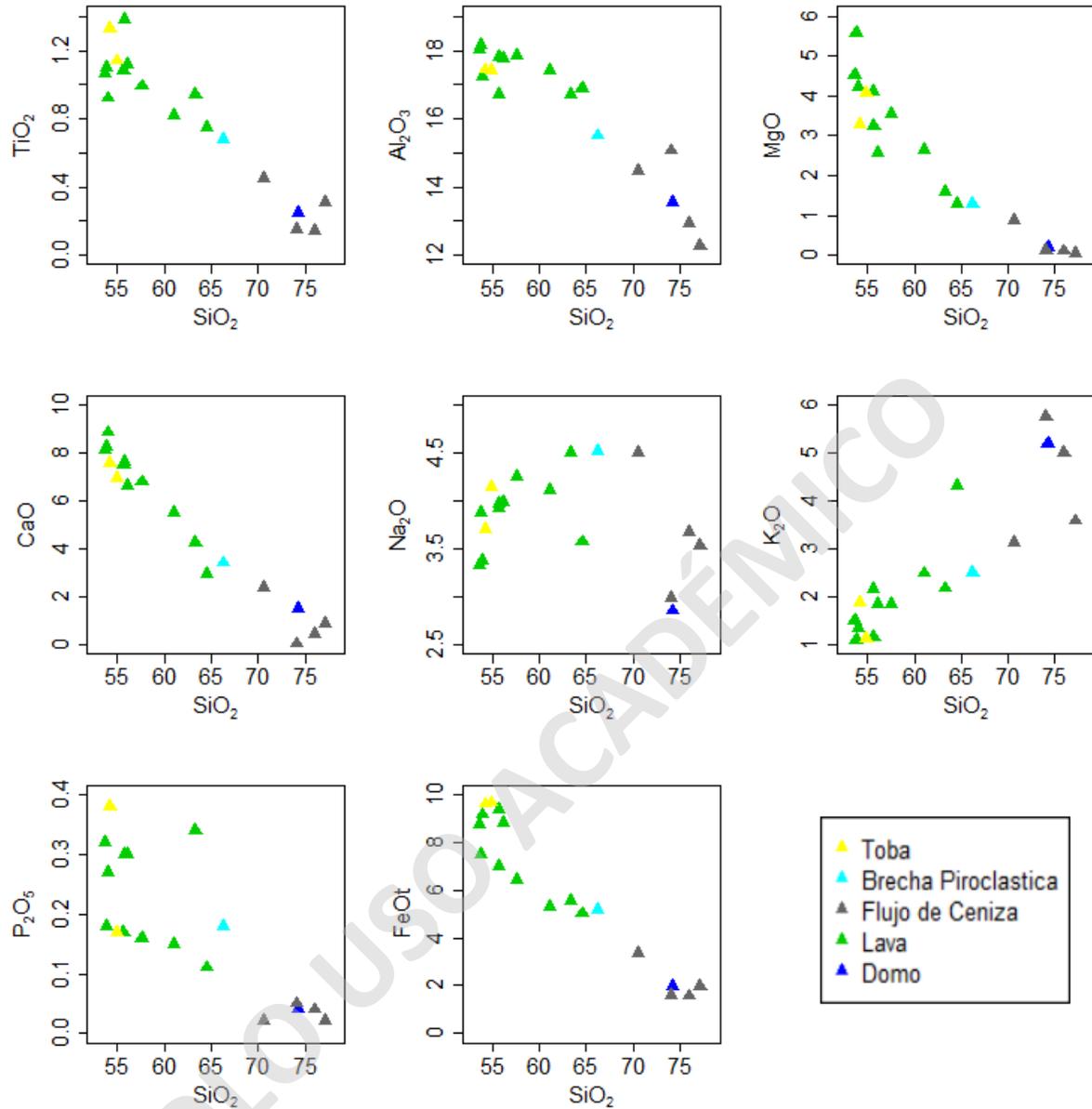


Figura 23. Diagramas Harker muestras Fm. Farellones con concentraciones de TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, FeOt respecto al SiO₂ medidos en wt. %, clasificados por morfología.

Dentro de los elementos traza, existe una clara diferencia entre las lavas, tobas y brechas (menor contenido de SiO₂) y los domos y flujos de ceniza. Estos últimos presentan anomalías mucho más marcadas en elementos compatibles y variaciones sutiles en los elementos móviles e incompatibles, con razones muestra/EMORB entre 9 y 30. Por otro lado, las lavas y tobas tienen un mayor rango de variación en elementos móviles e incompatibles, con valores entre 10 a 70, mientras que los elementos más incompatibles tienen un rango de 0.4 a 2, siendo cercano al comportamiento de EMORB (Figura 24).

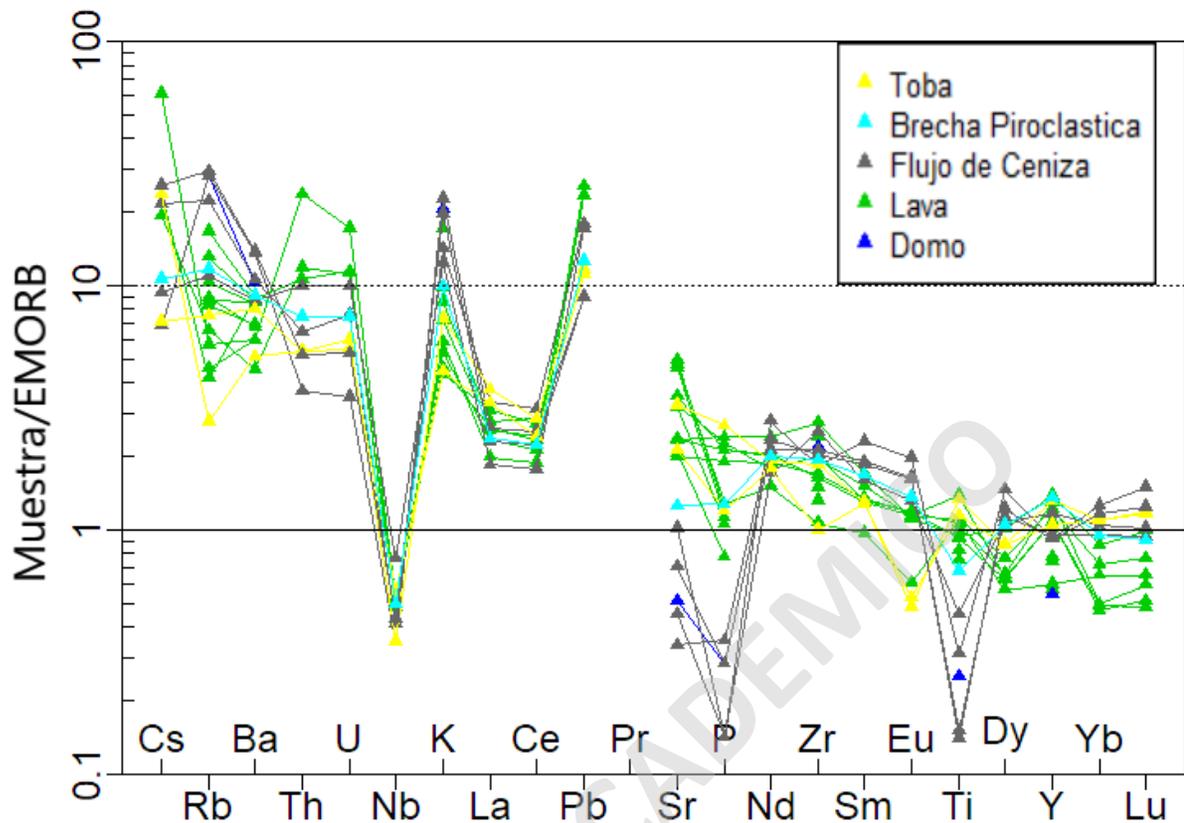


Figura 24. Diagrama multielementos de muestras Fm. Farellones con normalización a EMORB según Sun y McDonough, (1989).

Dentro de las anomalías se observa:

- Alta dispersión en los elementos LILE.
- Dispersión de concentración de elementos altamente incompatibles (HFSE) de los cuales es importante destacar el P y Ti debido al empobrecimiento progresivo respecto al aumento en SiO_2 .
- Empobrecimiento de Sr progresivo al aumentar el contenido de SiO_2 .
- Anomalía negativa de Eu en flujos de ceniza y domos.
- Enriquecimiento progresivo de K respecto a SiO_2 .

Dentro del análisis de elementos traza, se tiene además los diagramas bivariantes (Figura 25) en los cuales se ve que elementos como Cs, Th, Nb, Pb, P, presentan un amplio rango de concentraciones alrededor de 55 wt. % SiO₂, donde existen variaciones hasta el doble de la concentración entre muestras de la misma acidez. Al aumentar el contenido de SiO₂, estas concentraciones se mantienen más estables dentro de un rango relativamente bajo en comparación al pico mostrado en muestras básicas. En cambio La, Nd y Ce presentan un amplio rango de composiciones en muestras con SiO₂ mayor a 70 wt. % y menor a 60 wt. % mientras que en los rangos intermedios (60-70 wt. % SiO₂) presentan una tendencia lineal decreciente.

Elementos como Ba, Sm, Eu, Dy, Lu presentan una tendencia creciente en muestras hasta 60 wt. % SiO₂, con una concentración constante entre 60-70wt. % SiO₂ para luego continuar con una tendencia creciente menos pronunciada.

La concentración de Sr varía entre 200-800 ppm en muestras de 55 wt. % SiO₂. Entre 55-70 wt. % SiO₂ se observa una tendencia lineal decreciente la cual es más suave en muestras más diferenciadas (75 wt. % SiO₂).

En el caso del Zr se tiene un aumento de la concentración en muestras alrededor del 55 wt. % SiO₂, con un aumento más suave hasta el 65 wt. % SiO₂ donde la concentración llega a su pico y luego comienza a bajar de manera lineal. El Y se comporta de manera similar, con la diferencia que además se observa una tendencia creciente lineal desde el 55 al 70 wt. % SiO₂ sumado a las tendencias observadas en Zr.

Elementos como Rb, K, e Yb presentan tendencias lineales crecientes en todo el rango de SiO₂.

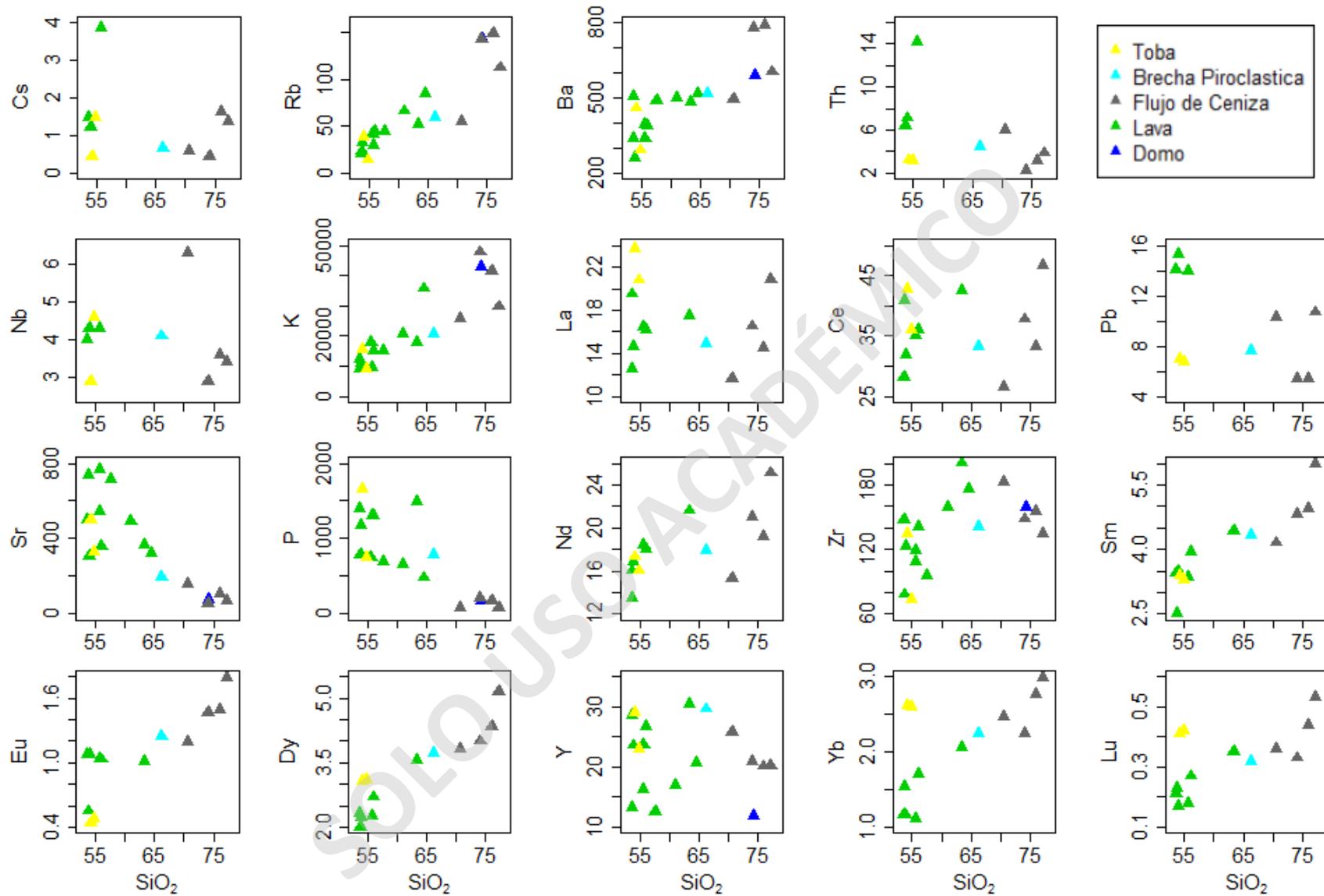


Figura 25. Diagramas Harker elementos traza (ppm) vs SiO₂ (wt. %) de las rocas volcánicas provenientes de la Fm. Farellones, clasificados según el tipo de producto volcánico.

2.3 COMPARACIÓN QUÍMICA ENTRE FM. FARELLONES Y PLUTÓN LA OBRA

Tanto las muestras volcánicas como plutónicas siguen una tendencia general similar. Las rocas volcánicas más básicas (< 65 wt. % SiO₂) presentan una alcalinidad ligeramente mayor respecto a las plutónicas, con una tendencia en aumento (Figura 26).

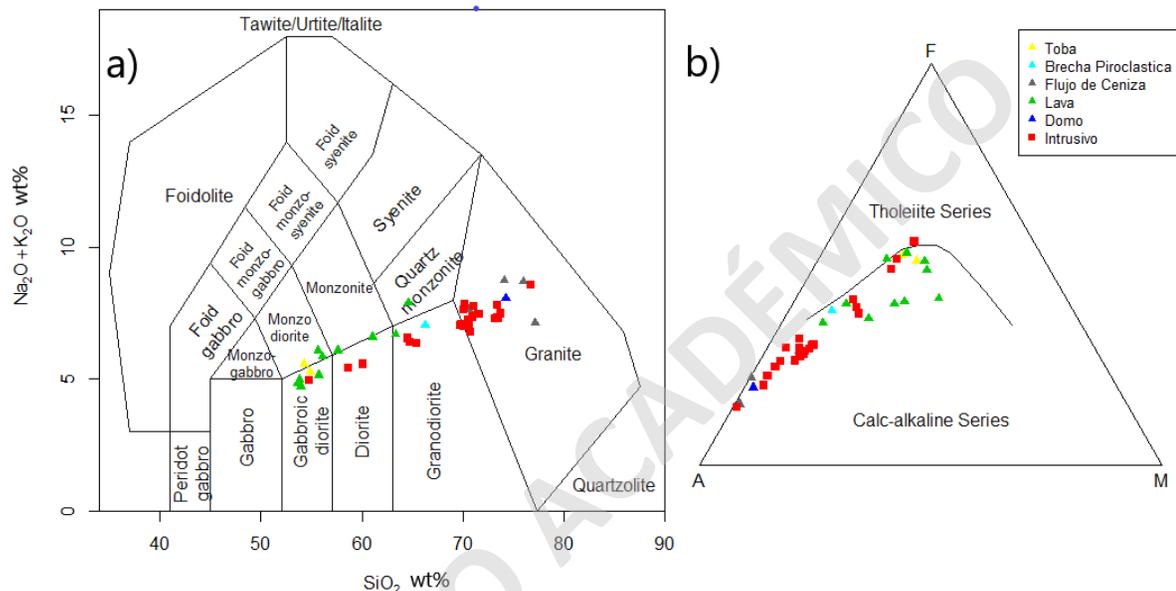


Figura 26. a) Diagrama TAS según Middlemost (1994); b) Diagrama AFM según Irvine y Baragar, 1971. Muestras provenientes de Fm. Farellones y Plutón La Obra.

En general, las muestras presentan concentraciones de elementos traza similares (Figura 27), con anomalías negativas más pronunciadas en muestras ácidas, siendo el Sr y Ti los casos más claros de este comportamiento (representado por domos y flujos de ceniza e intrusivos graníticos).

Al comparar su variación respecto al SiO₂ (Figura 28), se observa que muestras básicas (SiO₂ < 65 wt. %) presentan concentraciones menores respecto a las muestras más diferenciadas. En muestras básicas, se observa que la concentración de Ba, Th, U, Nb, La, Ce, Sr, P, es mayor en muestras extrusivas, mientras que la concentración de Dy, Y, Yb, Lu, Sm, Eu, Zr es menor que su contraparte intrusiva. Este comportamiento varía en las muestras más ácidas (mayor a 65 wt. % SiO₂), donde las concentraciones de la mayoría de elementos traza suelen ser mayores en rocas intrusivas. A excepción de elementos como Ba, K, Ce, Eu, Sm, Nd donde las muestras extrusivas están enriquecidas respecto a las muestras intrusivas en el mismo rango de SiO₂.

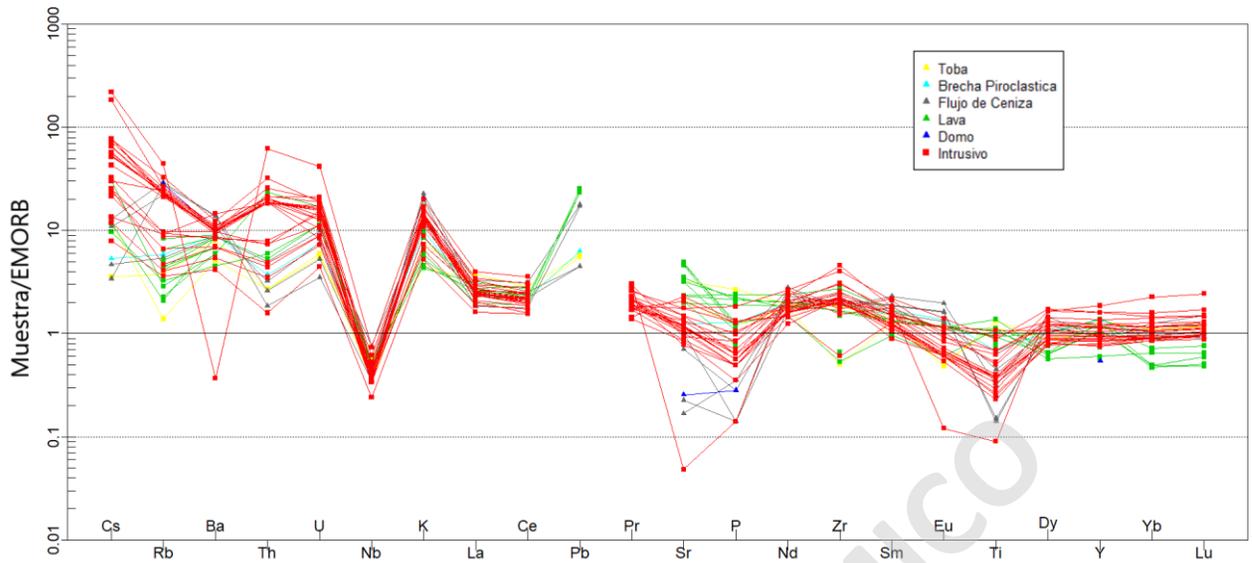


Figura 27. Diagrama multielementos comparativo entre Fm. Farellones y Plutón La Obra. Normalización a EMORB según Sun y McDonough (1989).

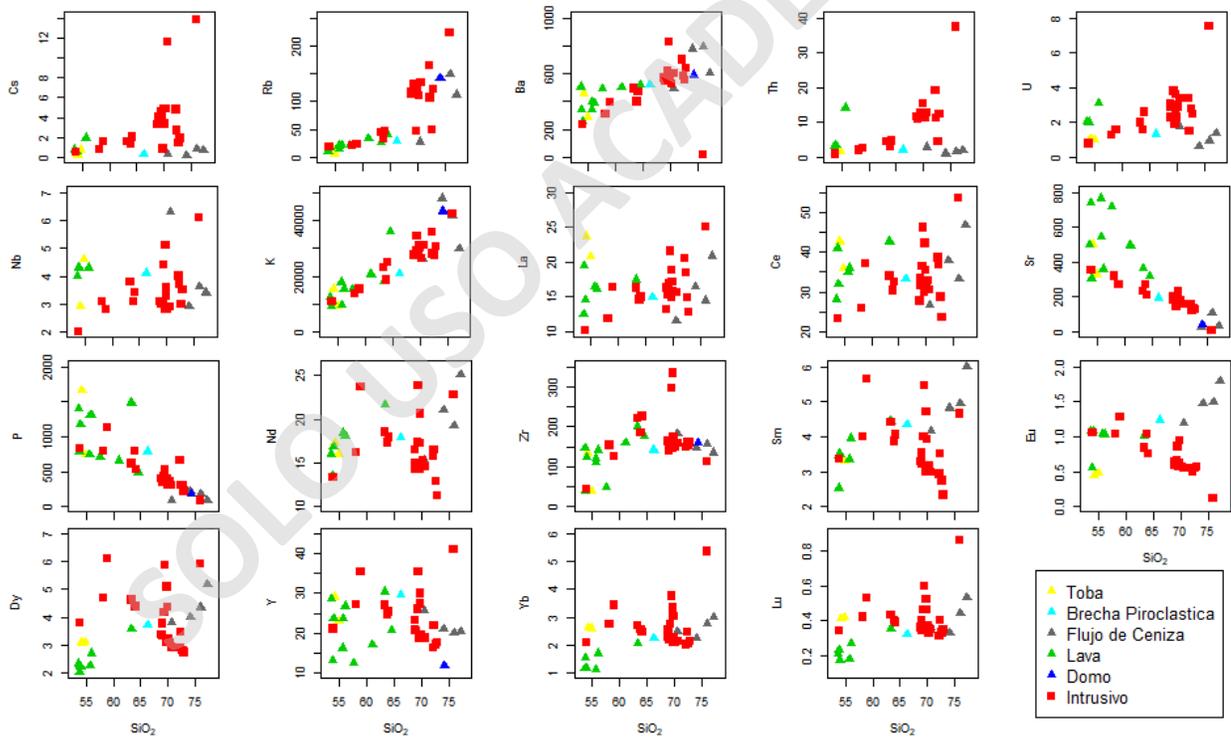


Figura 28. Diagramas Harker elementos traza de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Concentración medida en ppm para los elementos traza y wt. % en el caso del SiO₂.

La concentración de elementos mayores de la Fm. Farellones y el Plutón La Obra (Figura 29) muestra comportamientos similares entre ambas unidades. Es posible reconocer dos grupos de muestras, definidos por bajo contenido de sílice (<65 wt. %) y alto contenido de sílice (>65 wt. %), los cuales se definen por las diferencias y similitudes entre las rocas volcánicas e intrusivas.

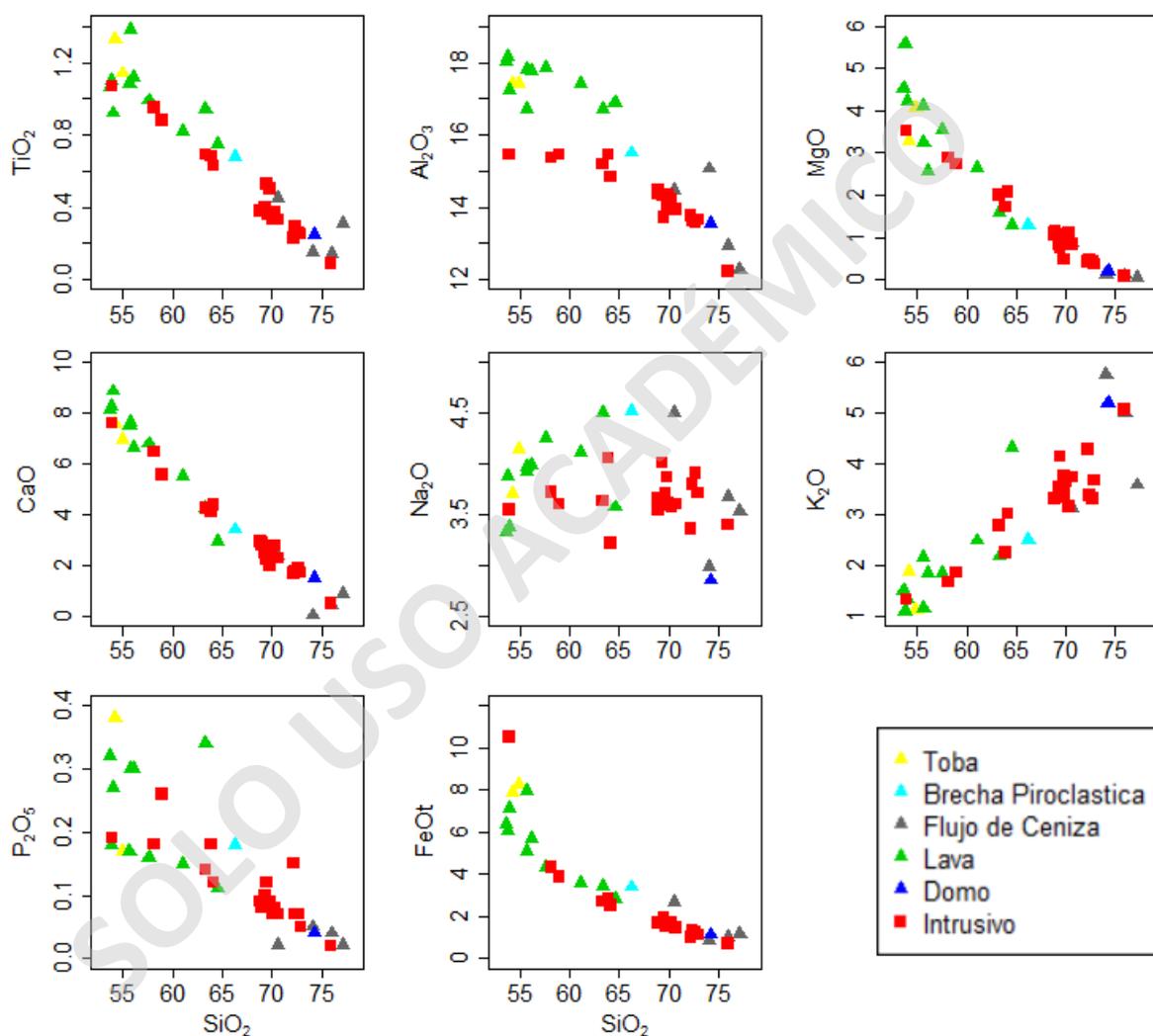


Figura 29. Diagramas Harker Óxidos mayores de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Concentraciones medidas en wt. %.

Las muestras con bajo contenido de sílice (<65 wt. %) presentan comportamientos variables, donde en algunos casos existen variaciones en las tendencias (pendientes) y en los rangos de variación (por ejemplo, Al_2O_3 ; Figura 29) entre rocas volcánicas y plutónicas, mientras que, en otros los comportamientos se superponen presentando una misma evolución (por ejemplo, CaO ;

Figura 29). Además, en las rocas volcánicas básicas (lavas y tobas) se observa un mayor rango de concentraciones de óxidos en un mismo rango de SiO_2 (por ejemplo, FeO_t ; Figura 29) en comparación a la contraparte ácida donde los datos están mejor agrupados. En particular, el comportamiento de cada óxido es:

- Los óxidos de TiO_2 , MgO y CaO presentan una tendencia similar consistente entre muestras volcánicas y plutónicas, empobreciéndose mientras aumenta el SiO_2 , aunque, en general, las muestras volcánicas presentan concentraciones levemente mayores a las plutónicas con valores máximos y promedio superiores siendo estos en el caso de los intrusivos 1.07%, 3.53%, 7.6 wt. % de máximo respectivamente y promedios de 0.81%, 2.48%, 5.39 wt. %, mientras que en las rocas volcánicas se tienen valores de 1.38%, 5.57% y 8.87 wt. % de máxima y promedios de 0.97%, 3.08% y 6.31 wt. %, teniendo diferencias de hasta 3 wt. % en valores máximos y 1.5 wt. % en promedio.
- Las muestras volcánicas (lavas y tobas) tienen concentraciones notablemente más altas de Al_2O_3 (enriquecidas hasta en 2 wt. %) en comparación a las plutónicas. Sumado a esto, las tendencias son distintas, presentando una concentración constante en el caso de las muestras plutónicas (15 wt. %) y decrecientes en las lavas (de 18 a 15 wt. %) llegando ambos a concentraciones similares en el rango de 65 wt. % SiO_2 .
- Si bien el Na_2O muestra un aparente comportamiento de alta variabilidad, los datos (volcánicos y plutónicos) se encuentran en un rango de dispersión bajo (aproximadamente ± 2 wt. %). Dentro de esto, las muestras volcánicas presentan una tendencia creciente respecto al aumento de SiO_2 , llegando a una máxima de 4.5 wt. %, mientras que las muestras plutónicas se mantienen constantes hasta acercarse a los 65 wt. % SiO_2 donde se dispersa con una muestra enriquecida y una empobrecida. Esta zona presenta mayor variabilidad, teniendo un rango general (volcánicas y plutónicas) entre 3.2% y 4.5 wt. %
- El contenido de K_2O presenta una tendencia lineal creciente con mayor densidad de datos en las bajas concentraciones (entre 1 y 2 wt. %). En las muestras más básicas (<60 wt. % SiO_2) se observa que las lavas y tobas presentan un enriquecimiento

mayor a las muestras plutónicas, mientras que entre 60-65 wt. % SiO_2 la tendencia es más coherente entre rocas volcánicas y plutónicas.

- Aun cuando las concentraciones y variaciones de P_2O_5 son bajas, es posible identificar dos tendencias separadas por aproximadamente 0.1 wt. % ambas decrecientes (Figura 30).
- En el caso del FeO_t , se tiene un comportamiento decreciente compartido entre distintos tipos de muestra, se observa un empobrecimiento mayor en las lavas pasando de concentraciones de 10 a 7 wt. % en el mismo rango de SiO_2 (55 wt. %). El comportamiento se vuelve más consistente entre 60 y 65 wt. % SiO_2 manteniendo una concentración de FeO_t constante de aproximadamente 5 wt. %.
- Tanto muestras volcánicas como plutónicas presentan un empobrecimiento de MnO al aumentar el SiO_2 , pero la tendencia observada es distinta, las muestras plutónicas tienen una tendencia lineal y constante, mientras que las muestras de lavas y tobas presentan variaciones (0.1% a 0.23 wt. % MnO) en el mismo rango de SiO_2 (~55 wt. %). Ambas tendencias convergen entre 60-65 wt. % SiO_2 con una concentración de 0.1 wt. % aproximadamente.

Las muestras intrusivas y volcánicas con alto contenido de sílice (>65 wt. %), en general, están mejor agrupadas en comparación a las rocas más básicas, además de mostrar variaciones con menores pendientes. En particular, se observa que:

- Las concentraciones de TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 , FeO_t presentan un comportamiento semejante entre las muestras volcánicas y plutónicas, con tendencias lineales decrecientes con mayor agrupación de datos en comparación a las muestras más básicas, pero manteniendo la tendencia general. Las muestras volcánicas, se encuentran más empobrecidas y sus valores mínimos son menores.
- El Al_2O_3 tiene una relación lineal decreciente, donde convergen las dos tendencias vistas en las muestras más básicas. Las muestras volcánicas están levemente más enriquecidas que las plutónicas en el mismo rango de SiO_2 .

- Similar a lo observado en las muestras básicas el Na_2O , se tiene que las muestras plutónicas presentan un menor rango de variabilidad (± 0.5 wt. %) agrupadas cercanas al 3.5 wt. %, mientras que las muestras volcánicas, presentan un rango de aproximadamente 1.5 wt. %, teniendo una muestra altamente enriquecida, aunque en promedio, estén más empobrecidas comparándolas con muestras plutónicas en el mismo rango de SiO_2 .
- Se observa que la mayoría de las muestras de K_2O se encuentran en un rango entre 3% y 4 wt. % Existen dos muestras volcánicas, las cuales se encuentran altamente enriquecidas, alcanzando niveles de 5-6 wt. % junto con la muestra plutónica más ácida. La mayoría de las muestras siguen una tendencia creciente respecto al aumento de SiO_2 exceptuando una muestra de flujo de ceniza de alto contenido de SiO_2 la cual presenta solo 3.8 wt. % K_2O .
- En el caso del MnO se mantiene la tendencia decreciente vista en las muestras más básicas, pero con una mejor agrupación de datos y conducta más consistente entre plutónicas y volcánicas. Las rocas plutónicas se observan levemente más empobrecidas dentro de los mismos rangos de SiO_2 .

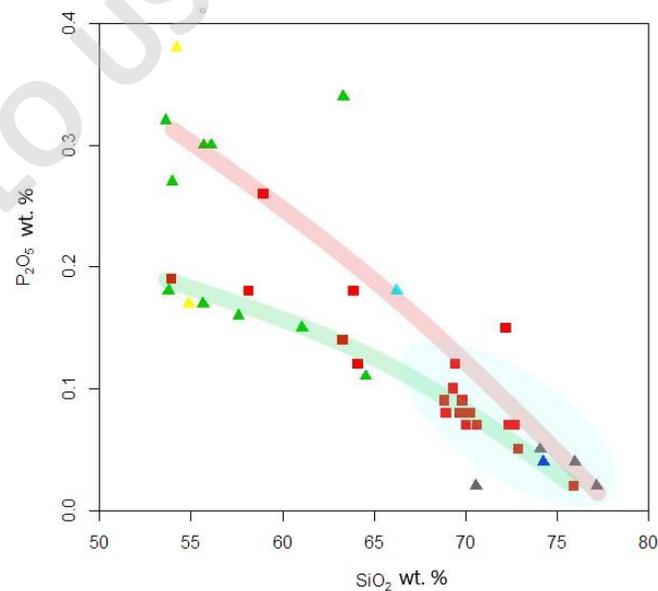


Figura 30. Gráfico P_2O_5 vs SiO_2 de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Se muestran líneas de tendencia. Previo a los 65 wt. % SiO_2 se observan dos tendencias separadas (Línea verde y roja), mientras que, al pasar este límite, se agrupan generando una misma tendencia (capsula celeste).

3. DISCUSIONES

3.1 PROCESOS MAGMÁTICOS EN EL PLUTÓN LA OBRA

El análisis petrográfico, combinado con las variaciones geoquímicas, permite inferir una secuencia de cristalización general para el sistema del Plutón La Obra. Comenzando por las rocas más básicas, es posible observar una tendencia decreciente de TiO_2 y FeO_t (Figura 17) normalmente asociada al fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti. Además, se tiene un quiebre en el comportamiento decreciente de V (Figura 31) en rocas con contenido de SiO_2 menor a 65 wt. %, el cual se estabiliza en muestras más diferenciadas, indicando que estas provienen de magmas más fraccionados, alcanzando un punto estable de concentraciones de V alrededor del 70 wt. % SiO_2 . Las observaciones petrográficas en láminas transparentes son consistentes con este análisis dado que la titanita y los opacos aparece como accesorio en muestras con contenido de SiO_2 de hasta 63 y 72 wt. % (Figura 10 y Figura 14).

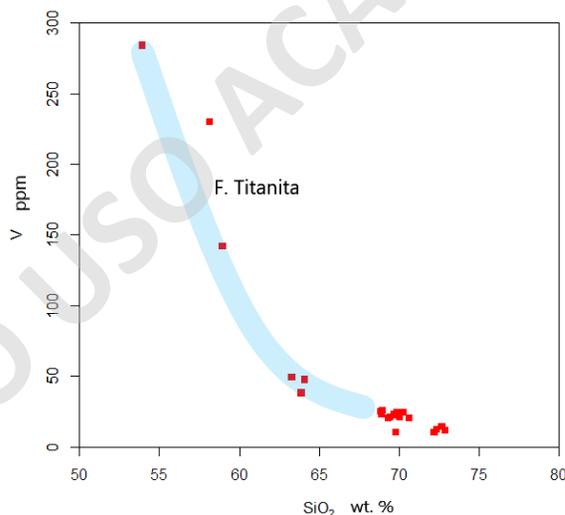


Figura 31. Gráfico V vs SiO_2 en el Plutón La Obra, indicando el fraccionamiento de titanita (F. titanita).

Las tendencias decrecientes de CaO , MgO , FeO_t respecto al SiO_2 (Figura 17), junto con la tendencia decreciente de Sr con respecto al contenido de SiO_2 y tendencia creciente de Sr con respecto al contenido de MgO (Figura 32) son indicativas de fraccionamiento de clinopiroxeno, plagioclasas y hornblenda (Keshavarzi et al., 2014). Debido a la baja presencia de clinopiroxenos (1% en muestras menores a 59 wt. % SiO_2), se asume que se fracciona principalmente plagioclasas y hornblenda. De forma complementaria, tendencia de Eu (Figura 33a) muestra un fraccionamiento

de plagioclasas a medida que el magma se enriquece en sílice (>65 wt. % SiO₂), lo cual se relaciona con la tendencia decreciente de Na₂O (Figura 17). Con esto, se infiere que las muestras básicas presentan un fraccionamiento leve de anortita, mientras que muestras más diferenciadas, fraccionan fuertemente albita. Junto con esto, se tiene que las plagioclasas tuvieron procesos de reequilibrio, evidenciados en la zonación observada en la mayoría de las muestras (Tabla 1; Figura 10).

Las tendencias decrecientes de MgO y FeOt sumado al quiebre en la tendencia de Al₂O₃ respecto a SiO₂ (decrece desde aproximadamente el 65 wt. % SiO₂) puede ser causado por el fraccionamiento de biotita y/o hornblenda. Sin embargo, esto no es consistente con el comportamiento de Ba y Rb, cuyos patrones de variación no presentan dicho quiebre (Figura 20). En cambio, al observar el Y (Figura 33b), el cual es fuertemente particionado en anfíboles (Green, 1980) y posiblemente xenotima (aunque no se observa un empobrecimiento en otras REE pesadas), se observa una tendencia decreciente en muestras más diferenciadas, indicando un fraccionamiento de hornblenda a medida que el magma se hizo más silíceo.

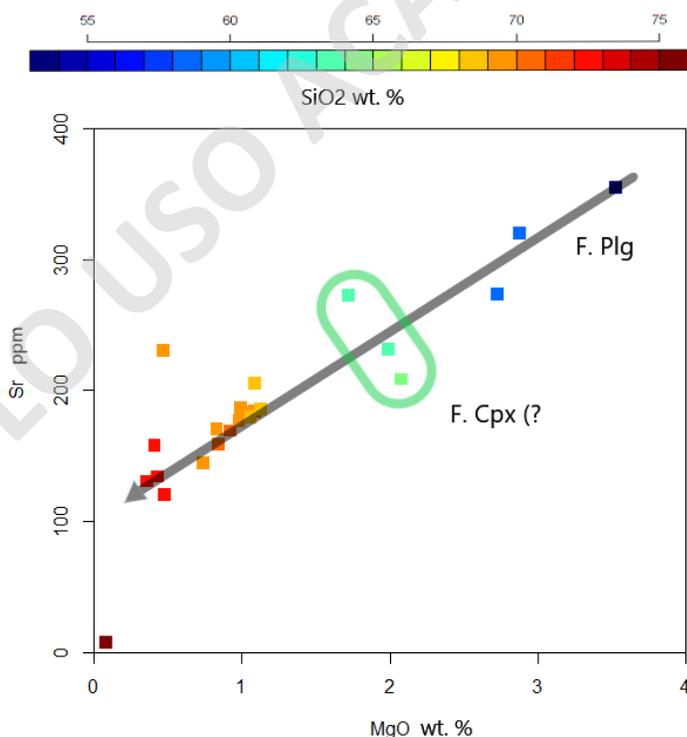


Figura 32. Gráfico Sr vs MgO de muestras Plutón La Obra, con línea de tendencia de fraccionamiento de plagioclasas. Las muestras en el campo verde podrían ser afectadas por fraccionamiento de clinopiroxenos.

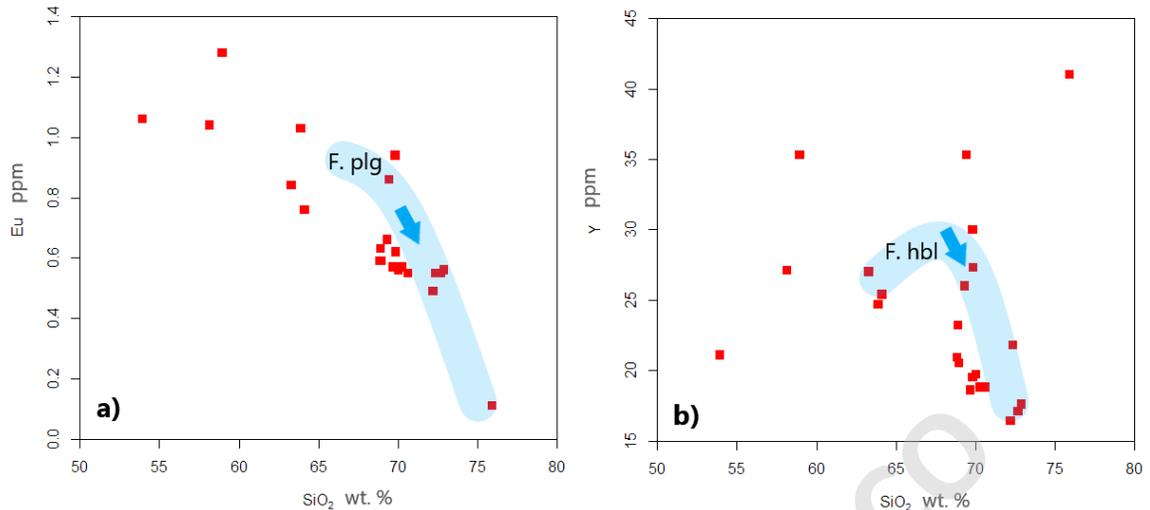


Figura 33. Gráficos muestras Plutón La Obra a) Eu vs SiO₂, b) Y vs SiO₂. Los campos y flechas indican la variación de las composiciones de los fundidos generados por el fraccionamiento de plagioclasas (Plg) y Hornblenda (Hbl).

La razón Dy/Yb (Figura 34), se mantiene relativamente estable en muestras básicas (<65 wt. % SiO₂), mientras que en muestras más ácidas, se produce un quiebre mostrando una tendencia decreciente, similar al comportamiento de V e Y, indicando fraccionamiento de hornblenda, titanita (Davidson et al., 2007). En fases básicas, la titanita fracciona fuertemente, y cristaliza hornblenda, mientras que en fases más diferenciadas del magma, el comportamiento se invierte.

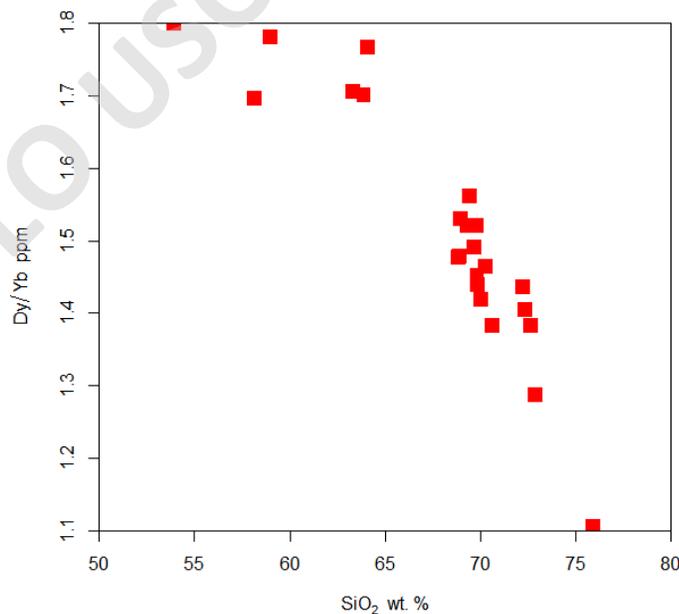


Figura 34. Diagrama razón Dy/Yb vs SiO₂ en muestras Plutón La Obra. Se aprecian dos tendencias: (1) pendiente suave para composiciones con <65 wt. % SiO₂, sugiriendo fraccionamiento de titanita, y (2) una pendiente alta (>65 wt. % SiO₂), sugiriendo el fraccionamiento de hornblenda.

Tendencias crecientes como la observada en el K_2O no presentan evidencia de fraccionamientos, sino más bien son causadas por cristalización tardía de minerales como feldespato potásico y en menor proporción biotita (Figura 35a), lo que es consistente con la tendencia creciente del Ba respecto al SiO_2 (Figura 35b, Blundy y Wood, 2003) y las texturas granofíricas y gráficas observadas (Figura 11), por lo que los feldespato potásico se formaron principalmente por recrystalización de fundidos tardíos.

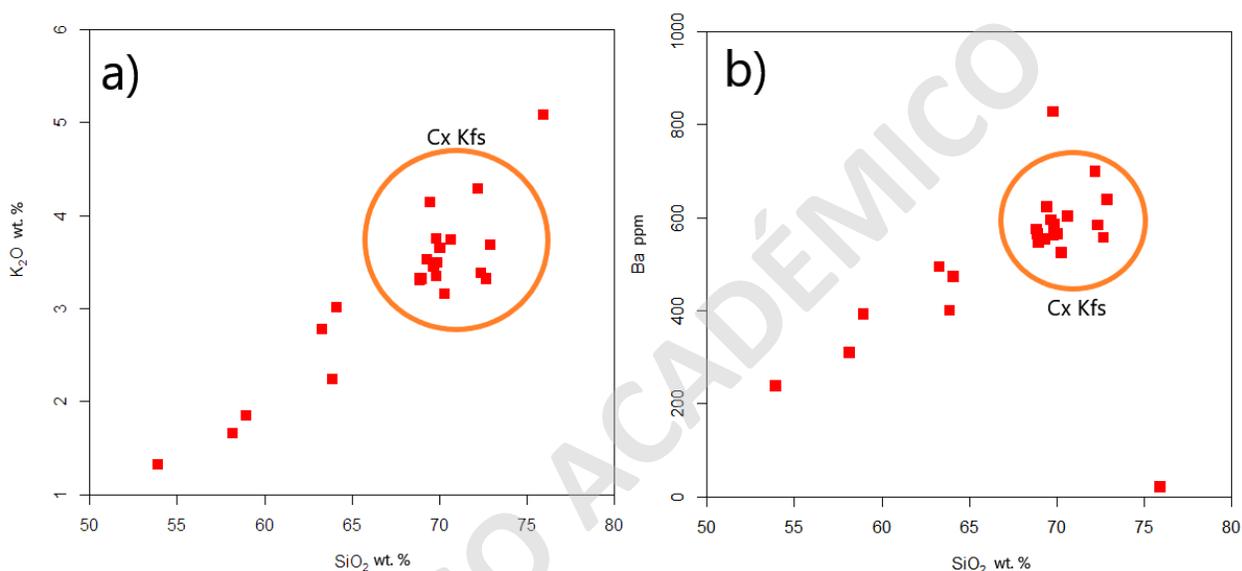


Figura 35. Gráficos K_2O vs SiO_2 y Ba vs SiO_2 , en muestras Plutón La Obra mostrando que fases ricas en K_2O (posiblemente feldespato potásico Kfs) habrían cristalizado de manera tardía.

En resumen, la secuencia de cristalización del Plutón La Obra, inferida en base a la geoquímica y petrografía es:

- Fraccionamiento de plagioclasas cálcicas presente en las muestras más básicas hasta un 67 wt. % SiO_2 .
- Fraccionamiento de titanita en muestras diferenciadas $SiO_2 > 65$ wt. %
- Cristalización y fraccionamiento de hornblenda en muestras básicas.
- Fraccionamiento de hornblenda en muestras ácidas, sobre ~67 wt. % SiO_2 .
- Aparición de albita en muestras sobre ~67 wt. % SiO_2 .
- Cristalización tardía de feldespatos potásicos y biotita.
- Algunas muestras presentan titanita, apatito y opacos (óxidos).

Usando la relación Zr vs SiO₂ (Figura 36a), es posible diferenciar líquidos y cumulos cristalinos, esto debido a que el Zr el cual normalmente se comporta como elemento incompatible (altamente incompatible en basaltos), se vuelve compatible en el circón (normalmente presente en fases intermedias-ácidas), por lo tanto el Zr se concentrará hasta lograr la saturación, normalmente en composiciones intermedias a ácidas, alrededor de 65-70 wt. % SiO₂ (aunque existen casos donde no se llega a saturar; Bacon y Lowenstern, 2005), luego de alcanzada la saturación, dado el cambio de compatibilidad, lo esperado es que los líquidos presentaran una tendencia negativa de Zr, mientras que los cumulos aumentan su concentración (Deering, 2010; Schaen et al., 2017).

De manera complementaria, se tiene la relación Sr vs SiO₂ (Figura 36b), donde el Sr se comporta como compatible en las plagioclasas las cuales están presentes a lo largo de toda la evolución magmática, por lo que se espera una relación inversa respecto al SiO₂ con una disminución mayor en las concentraciones de Sr de muestras intermedias-ácidas, las cuales normalmente presentan mayores contenidos de plagioclasas. Este comportamiento, sería representativo de la línea de evolución de los líquidos (Deering, 2010).

Las muestras presentan una clara distinción entre magmas ácidos y básicos (con un límite alrededor de 65-70% SiO₂ wt.), donde los magmas más ácidos corresponden a fundidos extraídos, mientras que las muestras más básicas representarían cumulos cristalinos. En cuanto a la posible composición inicial, se tienen las muestras con un contenido de SiO₂ medio-alto entre 68-71 wt. %, dentro de las cuales están: 20LO0401, 20LO0701, 20LO0801, 20LO0901, 21LO1801, 21LO1802, 21LO2601, 21LO2801.

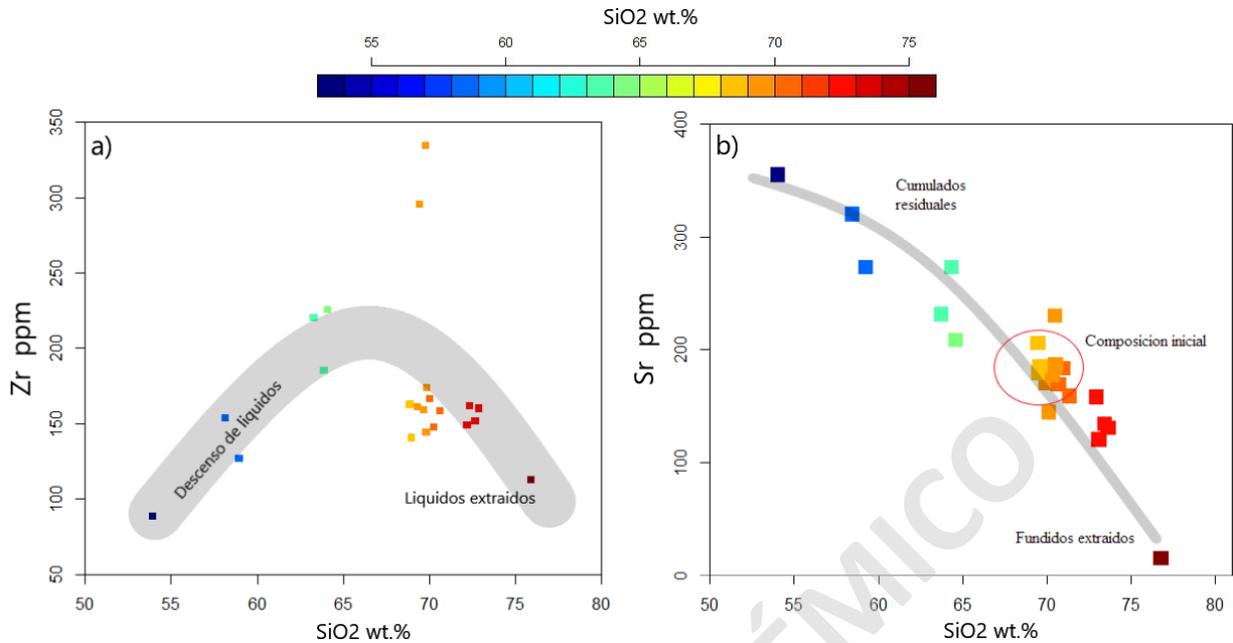


Figura 36. a) Diagrama Zr vs SiO₂ con la composición de las muestras provenientes del Plutón La Obra. Se destaca la inflexión generada por la saturación y fraccionamiento de circones, generando fundidos extraídos pobres en Zr. b) Gráfico Sr vs SiO₂ con evolución de líquidos residuales marcados en gris.

3.2 SECUENCIA DE CRISTALIZACIÓN DE LA FM. FARELLONES

Al igual que con el Plutón La Obra, se busca deducir la secuencia de cristalización de las rocas que conforman la Fm. Farellones, presentadas en la sección de resultados. Si bien, en este caso, no se tienen datos petrográficos específicos de las muestras, si se sabe el tipo de roca y la generalidad de la mineralogía modal encontrada en estas.

Las tendencias decrecientes de MgO, CaO, FeO, TiO₂ en rocas básicas, suelen estar asociadas al fraccionamiento de piroxenos y olivinos (y en menor medida óxidos de Fe-Ti). Junto con esto, la tendencia de Ni es fuertemente decreciente en el 55 wt. % SiO₂ (lavas y tobas; Figura 37a), mientras que la tendencia de Sc puede ser dividida en dos, donde las lavas decrecen fuertemente en 55% SiO₂, mientras que tobas, flujos de ceniza y brechas, disminuyen su concentración progresivamente (Figura 37b) indicando un fraccionamiento de clinopiroxeno continuo y un fuerte fraccionamiento de olivino y clinopiroxenos en fases básicas (55 wt. % SiO₂; Sato, 1977; Green, 1980). Esto se correlaciona con el comportamiento de Sr vs MgO y Rb vs Sr (Figura 38 a y b), de las cuales se infiere un fraccionamiento de clinopiroxenos en lavas y tobas (Wilson, 2007; Klimm et al., 2008; Keshavarzi et al., 2014).

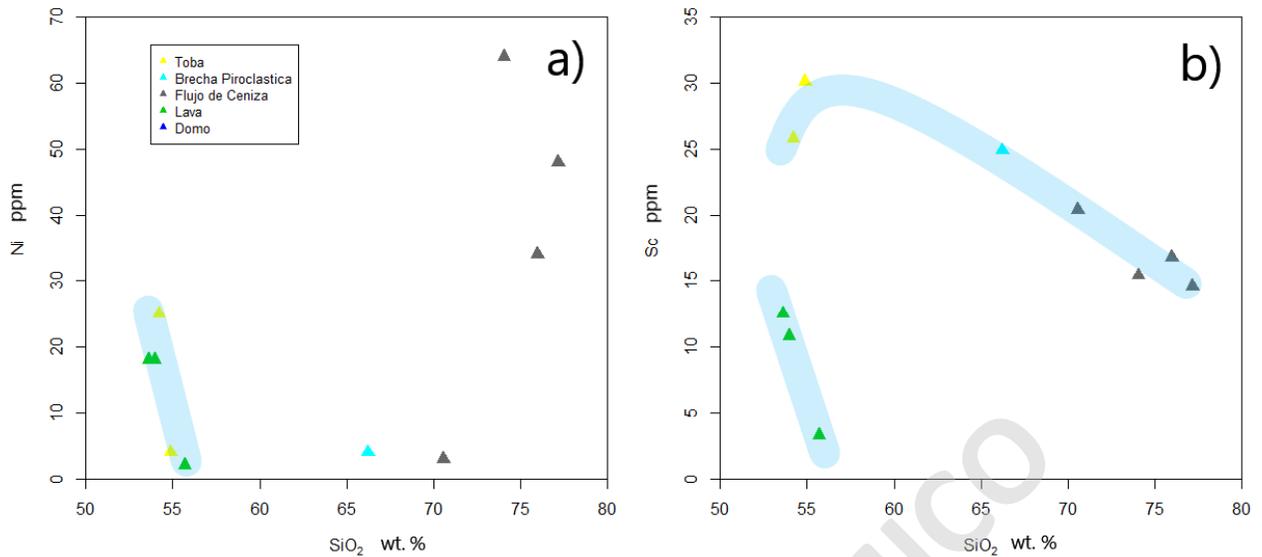


Figura 37. Gráficos muestras Fm. Farellones a) Sc vs SiO₂ con tendencias de fraccionamiento de clinopiroxenos (líneas celeste); b) Ni vs SiO₂ con tendencia de fraccionamiento de olivino (línea celeste).

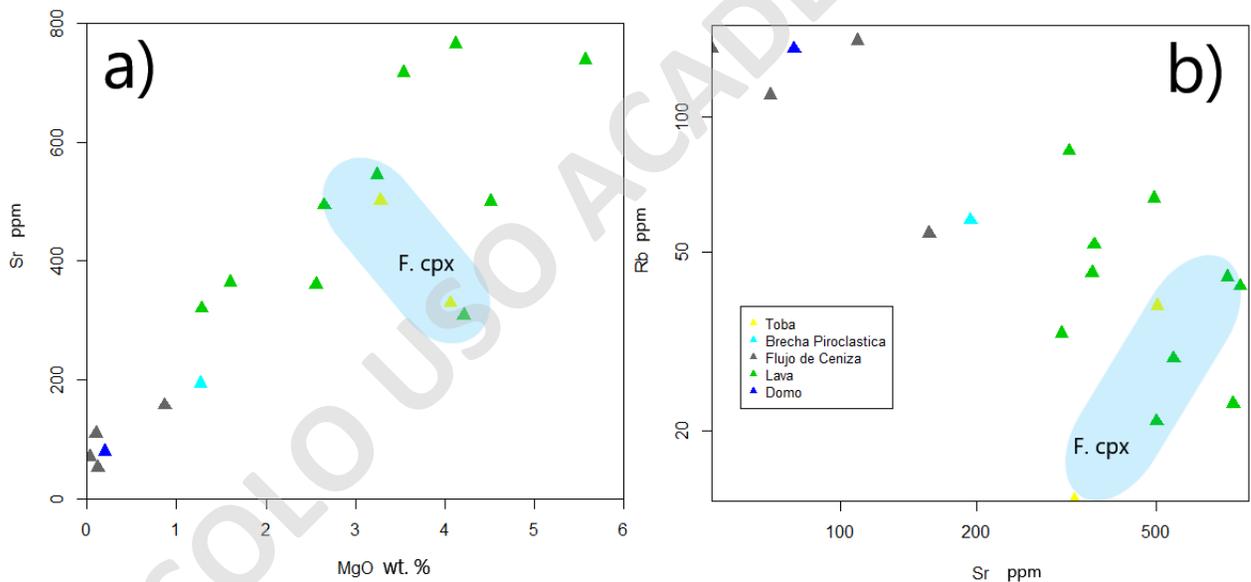


Figura 38. Gráficos muestras Fm. Farellones a) Sr vs MgO b) Rb vs Sr ambos ejes en escala logarítmica. Las zonas demarcadas serian indicativas de fraccionamiento de clinopiroxeno (cpx).

El contenido de CaO es decreciente, con una tendencia levemente más marcada en las muestras básicas (<60 wt. % SiO₂; (Figura 23)). Esto se interpreta como un aumento del fraccionamiento de plagioclasas (anortita). Esto es concordante con el comportamiento de Sr y Eu los cuales alrededor del 55 wt. % SiO₂ presentan una fuerte tendencia decreciente (Figura 25). En rocas más ácidas, la estabilización del contenido de CaO (Figura 23) y el aumento en la concentración de Eu, indican una cristalización tardía de anortita (Figura 25).

El comportamiento de Na_2O es dividido en dos sectores, donde entre 50-65 wt. % SiO_2 se tiene una tendencia creciente (Figura 23), la cual es asociado a la cristalización de plagioclasas de tipo albita, mientras que entre 65-80 wt. % SiO_2 el contenido de Na_2O disminuye (Figura 23), indicando fraccionamiento de estas. Este comportamiento es similar al observado en Al_2O_3 , donde se observa una tendencia decreciente, que se vuelve más marcada sobre el 65 wt. % SiO_2 (Figura 23).

Si bien la concentración de K_2O aumenta respecto al SiO_2 , existen muestras que presentan una tendencia más estable entre 2-3 wt. % K_2O (Figura 23), lo que puede ser causado por la extracción de feldespatos potásicos. Este supuesto es confirmado por el comportamiento del Ba, el cual presenta un buffer entre 55-65 wt. % SiO_2 (Figura 25; Blundy y Wood, 2003), pudiendo ser causado por la inclusión de Ba en feldespatos, biotita u hornblenda (Rollinson, 1993).

La relación Dy/Yb vs SiO_2 (Figura 39a) indica un fraccionamiento de hornblenda entre 55-70 wt. % SiO_2 (Davidson et al., 2012; Keshavarzi et al., 2014; Smith, 2014); mientras que la tendencia de K/Rb vs Rb y su tendencia decreciente (Figura 39b) indica un fraccionamiento de biotita (Blundy y Wood, 2003; Keshavarzi et al., 2014) en muestras básicas a intermedias (50-65 wt. % SiO_2).

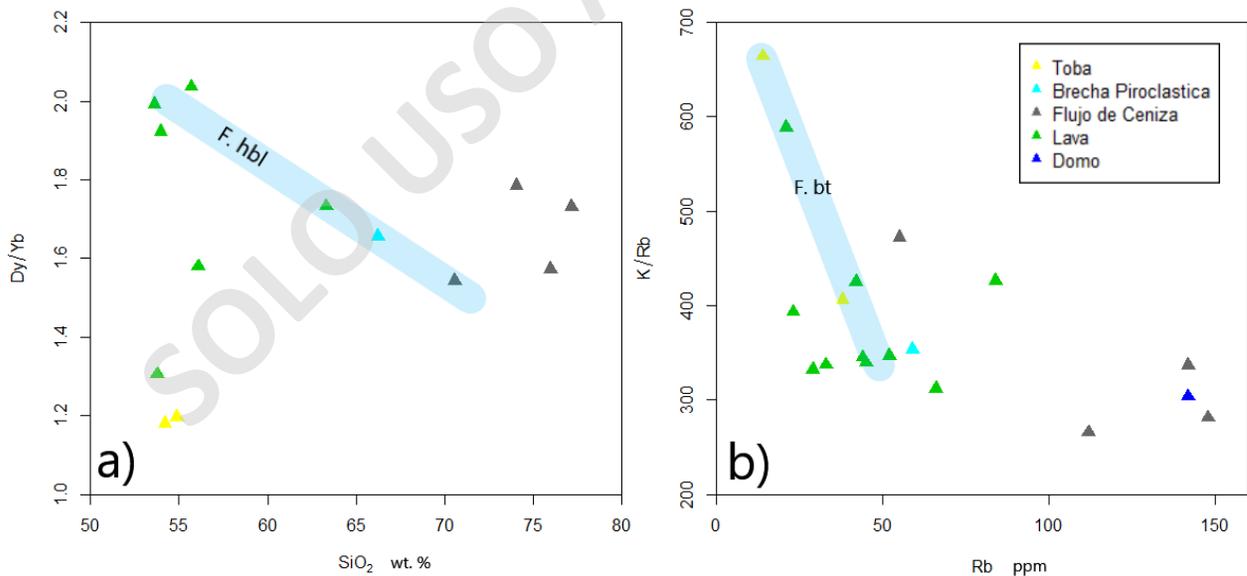


Figura 39. Diagramas muestras Fm. Farellones Dy/Yb vs SiO_2 y K/Rb vs Rb , identificando fraccionamiento de fases minerales (campos celestes). Abreviaciones: F. Hbl: fraccionamiento de hornblenda; F. Bt: fraccionamiento de biotita.

Según las variaciones geoquímicas, la secuencia de cristalización por orden de diferenciación (SiO_2) es:

- Fraccionamiento de olivino y clinopiroxenos en fases básicas (<60 wt. % SiO_2), evidenciado por el quiebre en Ni y Cr.
- Fraccionamiento continuo de plagioclasas anortita, evidenciado por la disminución lineal de CaO y Al_2O_3 , con una cristalización en fases tardías. Mientras que la albita, comienza a fraccionar sobre el 60 wt. % SiO_2 .
- Fraccionamiento de hornblenda entre 55-70 wt. % SiO_2 y fraccionamiento de biotita entre 55-65 wt. % SiO_2 .
- Los feldespatos potásicos se encuentran ausentes en las muestras más básicas, con leves tendencias de fraccionamiento entre 55-65 wt. % SiO_2 , cristalizando como fase tardía en rocas más ácidas basados en el contenido de K_2O y Sr.

Otras anomalías de elementos (Figura 24) son relacionadas a la tectónica, como el empobrecimiento de Nb típico de la subducción asociado a procesos de fusión parcial y deshidratación del slab (Poli y Schmidt, 1995; Peacock, 1996), el aumento progresivo de Th, Pb y U, son indicativos de enriquecimiento de la fuente y acompañado de variaciones en elementos inmóviles, podrían indicar contaminación cortical (Hofmann et al., 1986 y 1988).

3.3 SOBRE LA CONEXIÓN VOLCÁNICA-PLUTÓNICA ENTRE FM. FARELLONES Y PLUTÓN LA OBRA: POSIBLES MAGMAS PARENTALES

La relación Rb-Ba (Figura 40) permite obtener un posible camino de la evolución de fundidos, donde los magmas más básicos, tendrían menores valores de ambos elementos, lo cual si es seguido de una tendencia lineal es asociado a una evolución granítica “normal” o esperable según lo modelado por Mckeough et al. (2013). Por otra parte, un aumento en la concentración de Ba respecto a Rb, puede ser asociado a cumulos magmáticos (Schaen et al., 2017), debido a que Ba y Rb son incompatibles en fundidos máficos y aumentan su concentración conforme se cristalizan feldespatos y biotitas a medida que aumenta el SiO_2 .

Si bien, esto indica que es posible generar las composiciones intrusivas desde un mismo reservorio inicial, es necesario evaluar más elementos traza tanto compatibles como incompatibles para considerar la posible ocurrencia de distintos procesos de diferenciación.

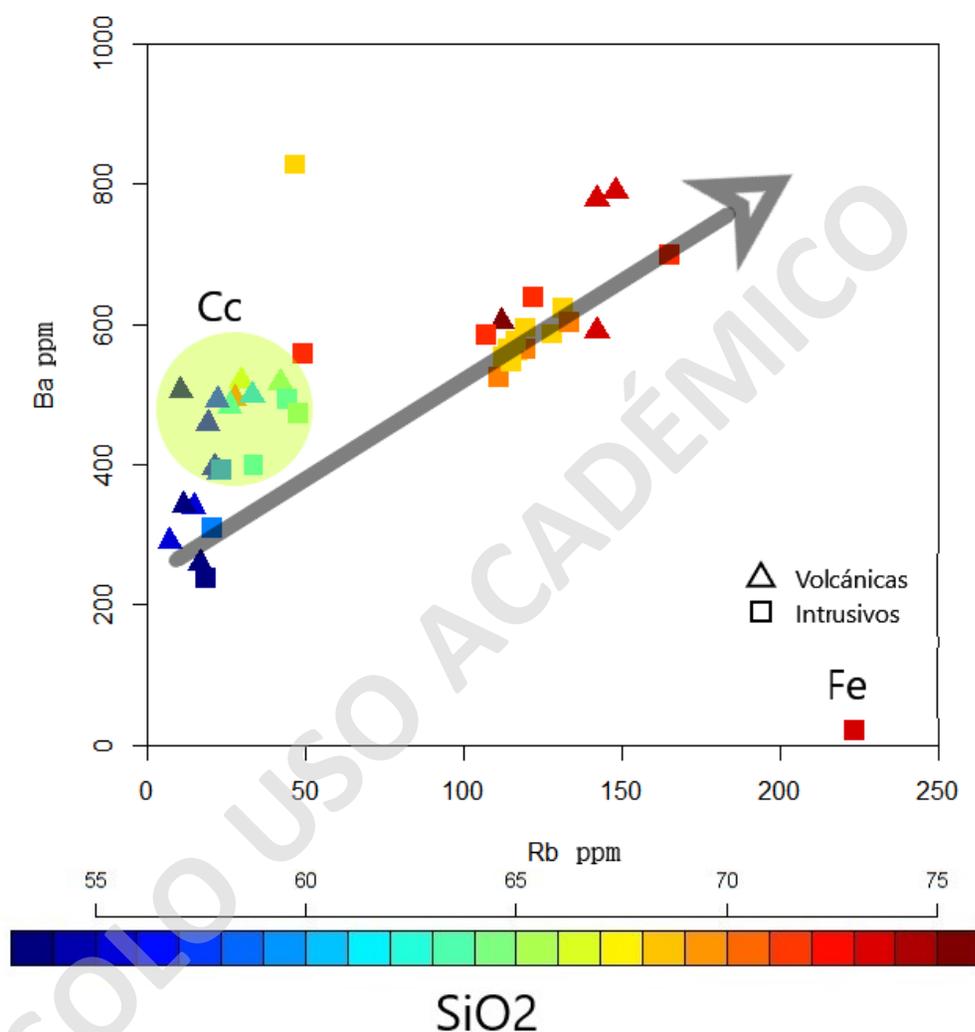


Figura 40. Gráfico Ba vs Rb con muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. Se muestra evolución de líquidos residuales ; Fe: Fundido evolucionado; Cc: Cumulados cristalinos. Basado en Schaen et al. (2017).

En general, las muestras más diferenciadas ($\text{SiO}_2 > 65$ wt. %) presentan comportamientos similares entre volcánicas y plutónicas tanto en elementos mayores como traza, lo que es consistente con el hecho de que el volcanismo ácido de dicho período habría sido alimentado de un reservorio félsico de composición similar al material eruptado. En términos de composición, dicho reservorio podría ser equivalente al que habría conformado al plutón La Obra, especialmente en el sector sur del intrusivo (cerro Blanco), tal como propone Rodríguez (2021).

Al comparar muestras menos diferenciadas (<65 wt. % SiO₂), las rocas volcánicas presentan un enriquecimiento respecto a las muestras intrusivas, donde en la misma concentración de SiO₂, las muestras volcánicas presentan mayores concentraciones de elementos mayores en general (ej. Figura 41). Esto es evidenciado en un cambio en la tendencia alrededor del 65 wt. % SiO₂, mostrando una disminución del contenido de Al₂O₃ y Na₂O en muestras más diferenciadas, asociado a un mayor fraccionamiento en fases tempranas (SiO₂ < 65 wt. %), lo que se evidencia en una alta cantidad de plagioclasas (muestras 20LO0603 y 20LO0601), mientras que, en rocas más diferenciadas, no se observan evidencias de recristalización (cristales embahados, texturas granofíricas y gráficas) sino que se observan cristales de mayor tamaño (hasta 1.2 mm) con caras bien formadas y zonación en algunos casos, lo cual puede ser asociado a una cristalización en equilibrio con el fundido y una extracción sin presencia de procesos externos ni cambios termodinámicos bruscos. En cuanto a las muestras más diferenciadas, existe evidencia de cristalización tardía de feldespatos potásicos (variaciones de Sr, Rb, zonación, texturas de recristalización).

Los productos volcánicos de la Fm. Farellones y los intrusivos del Plutón La Obra presentan una gran similitud en sus elementos mayores, pero una de sus diferencias notables, es el cambio en las tendencias de Na₂O y Al₂O₃, con lo que se infiere una cristalización de feldespatos potásicos (ortoclasa) en intrusivos, esto evidenciado por las tendencias de Sr, Rb, Ba (modelados por Klimm et al., 2008; Yan et al., 2016), en cambio, las lavas, específicamente las menos diferenciadas (menor a 65 wt. % SiO₂) cristalizan albita. (Figura 41).

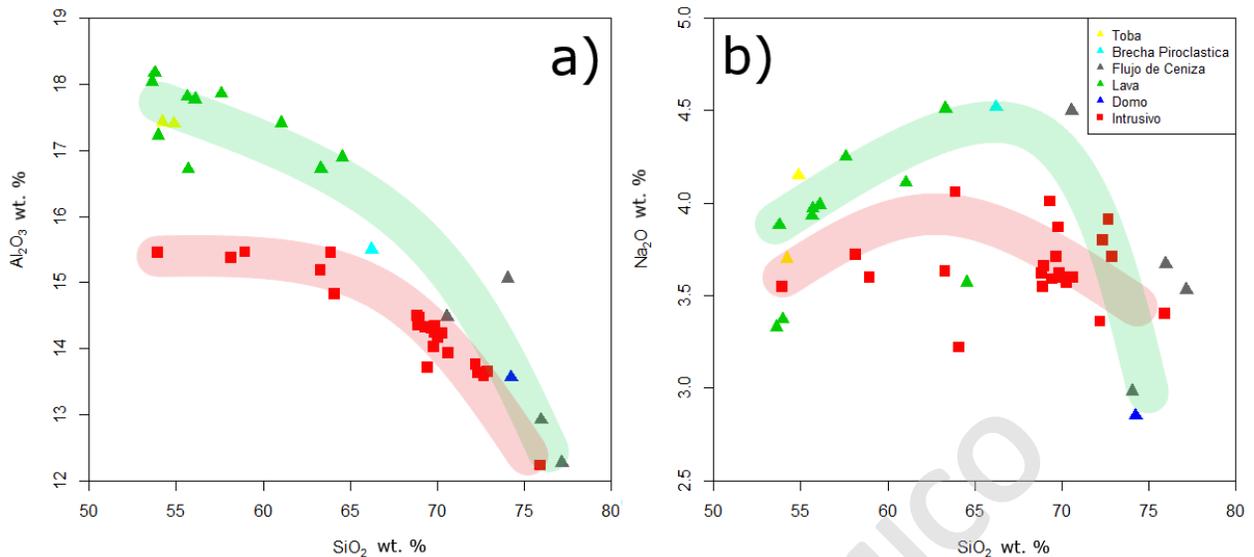


Figura 41. Gráficos muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. a) Al_2O_3 vs SiO_2 ; b) Na_2O vs SiO_2 . Se muestra la tendencia volcánica en verde y tendencia plutónica en rojo.

En el trabajo de Gelman et al. (2014), se propone que los cumulos magmáticos presentan una evolución de elementos traza levemente menor en comparación a los fundidos extraídos dentro del mismo sistema, es decir una razón Rb/Sr menor en los cumulos (Figura 42). Junto con esto, la relación Rb-Sr permite identificar las secuencias de cristalización de fases (Yan et al., 2016). En el caso de las rocas ígneas del Mioceno superior en Chile Central, se observa una tendencia lineal negativa en muestras menos diferenciadas (lavas, tobas, brechas e intrusivos con $\text{SiO}_2 < 64$ wt. %) asociadas a cristalización de plagioclasas, mientras que muestras más diferenciadas (flujos de ceniza, domos e intrusivos con $\text{SiO}_2 > 64$ wt. %) presentan un comportamiento más constante de Rb con concentraciones alrededor de 100 ppm en un rango de Sr de 10-200 ppm, lo cual es asociado a la cristalización de feldespatos potásicos.

En muestras efusivas menos diferenciadas (toba y lavas con $\text{SiO}_2 \sim 55$ wt. %) se observa una tendencia levemente positiva, la cual es asociada a acumulación de clinopiroxenos por lo que se esperaría encontrar este mineral presente en tobas y lavas en pequeñas cantidades, lo cual es coherente con la secuencia de cristalización de las muestras analizadas y su química. En efecto, las rocas diferenciadas respetan el patrón de líquidos residuales extraídos, propuesto por trabajos de modelación de la partición de estos elementos (Gelman et al., 2014).

A partir de las variaciones del contenido de Rb y Sr, se puede interpretar que las rocas más diferenciadas, corresponden a fundidos extraídos, los cuales son poco susceptibles a las tasas de extracción y tienden a tener una mayor evolución de elementos traza (mayores concentraciones),

mientras que las muestras menos diferenciadas presentan concentraciones más variadas de Rb-Sr, llegando a composiciones menos evolucionadas de elementos traza, por lo que se les asocia a acumulados cristalinos, los cuales son sensibles a la cantidad de fundido extraído.

Esto permitiría inferir que las rocas intrusivas, domos y flujos de ceniza debieron sufrir una acumulación de plagioclasas y feldespato potásico siendo estas similares entre sí. Mientras que las lavas y tobas debieron sufrir una mayor acumulación de plagioclasas, baja o nula acumulación de feldespatos y una leve acumulación de clinopiroxenos, lo cual no se observa en las muestras intrusivas de similar contenido de SiO₂.

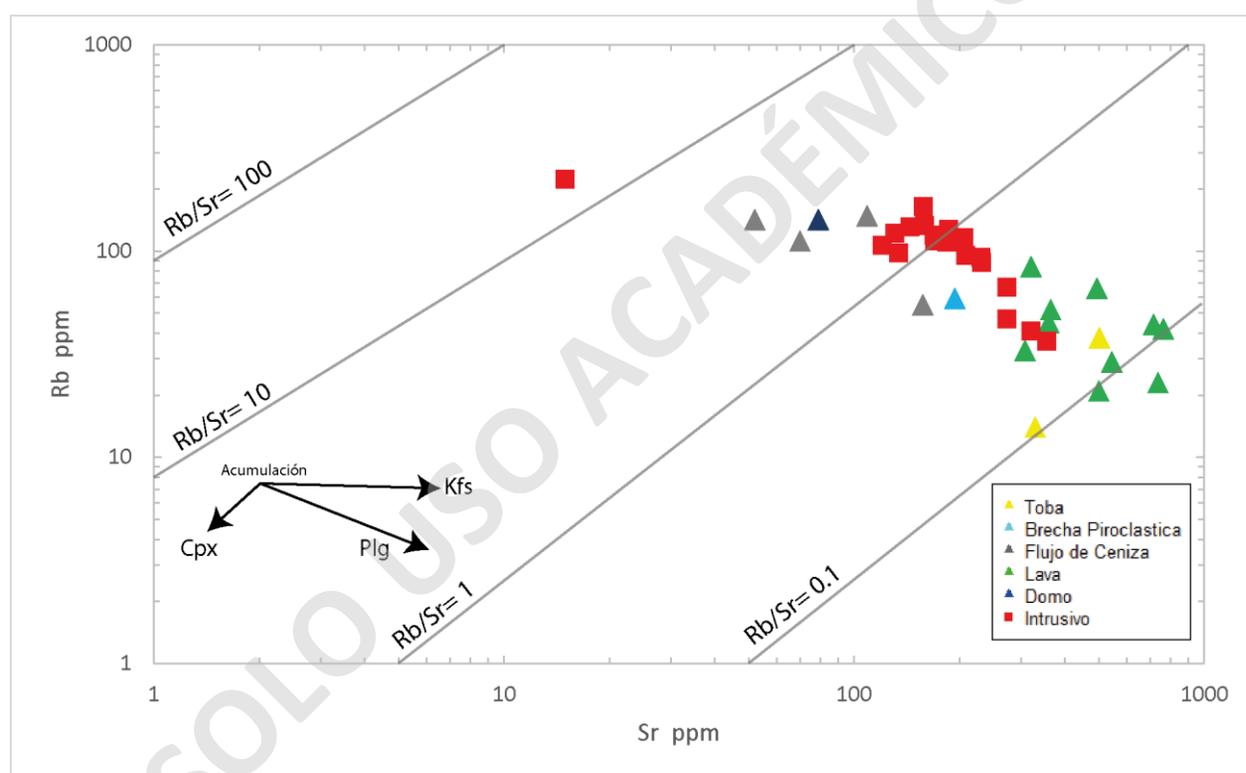


Figura 42. Gráfico Rb vs Sr en escala logarítmica con muestras de Fm. Farellones y Plutón La Obra. Basados en Gelman et al. (2014) y líneas de tendencia de acumulación según Yan et al. (2016).

Un punto importante dentro de la relación volcano-plutónica son las similitudes y diferencias entre los minerales presentes y como esto se refleja en la geoquímica. La relación Ba-Sr (Figura 43), es usada para evidenciar la cristalización/acumulación de plagioclasas, feldespatos y clinopiroxenos. Se observa en general que las muestras son dominadas por plagioclasas, independiente del contenido de SiO₂. Además, se observan tendencias menos marcadas de cristalización de clinopiroxeno en lavas y tobas y feldespato en muestras más diferenciadas (SiO₂

> 64 wt. %). Cabe mencionar que el comportamiento del Sr respecto al SiO₂ es inverso, es decir al aumentar el SiO₂, disminuye el Sr (Figura 20). La muestra anómala con bajo contenido de Ba y Sr corresponde a la muestra 21LO2802 la cual ya fue identificada como dique (fluido tardío).

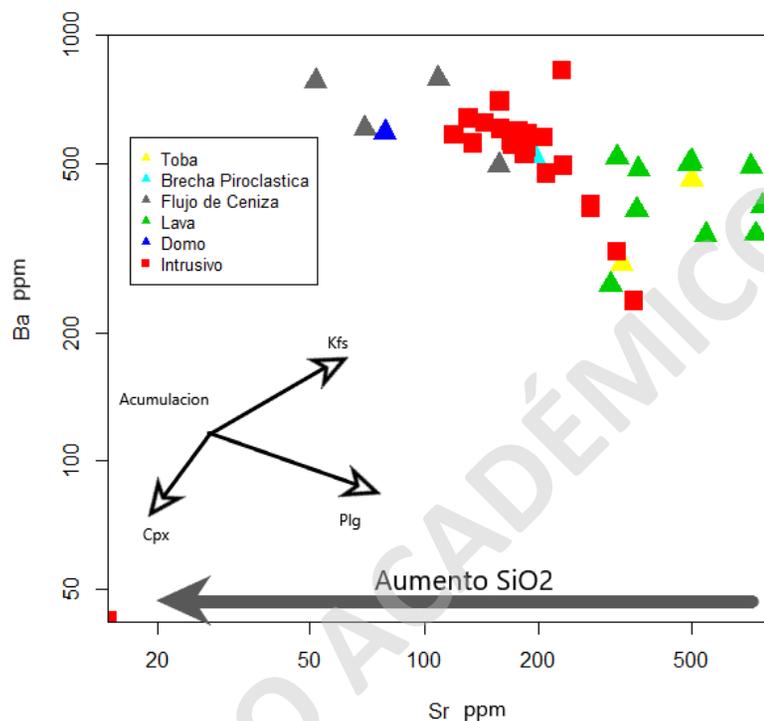


Figura 43. Gráfico Sr vs Ba de muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra, se identifican líneas de tendencias de acumulación cristalina. Basado en Janoušek et al. (2000).

Al incorporar las muestras volcánicas al análisis de Zr (Figura 44), las posteriores al punto de saturación de circones, donde la concentración de Zr presenta una tendencia negativa respecto al SiO₂, son interpretadas como fundidos extraídos (Deering y Bachmann, 2010). Mientras que las muestras intermedias, en punto máximo de saturación de circones, presentan un leve aumento en la concentración de Zr (comportamiento coherente con lo observado en muestras intrusivas). Complementario a esto, se tiene la variación de Ba respecto al SiO₂, la cual muestra resultados similares (Figura 45), donde muestras más diferenciadas, se asimilan a los valores modelados para fundidos extraídos (Deering y Bachmann, 2010), mientras que las muestras menos diferenciadas presentan un aumento lineal en intrusivos (asociado a diferenciación) y un aumento marcado en lavas y tobas donde el Ba aumenta alrededor del 55 wt. % SiO₂, para luego mantener un comportamiento lineal más estable, lo cual podría ser asociado a cambios en las tasas de extracción de fundidos y a la influencia de cumulosos cristalinos (Hildreth, 2004; Gelman et al., 2014)

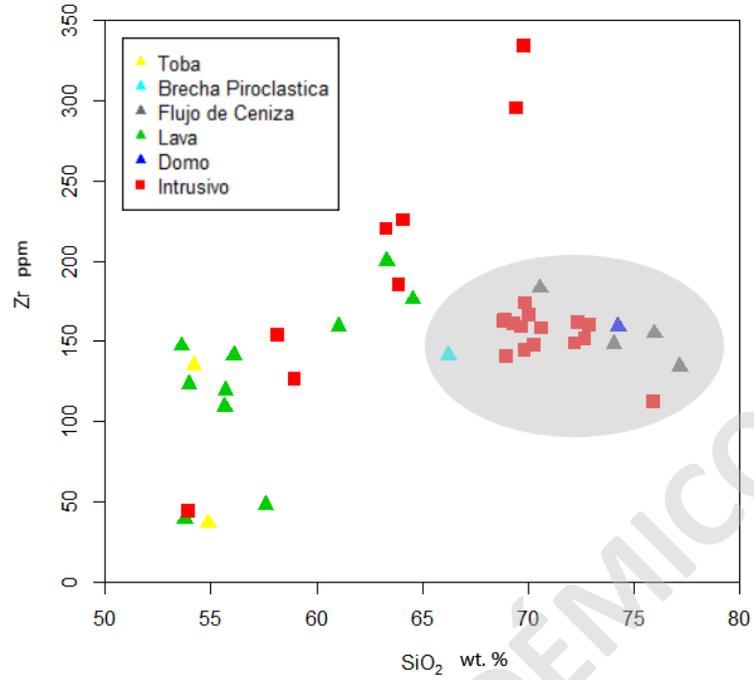


Figura 44. Gráfico Zr vs SiO₂ de muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. Campo gris indica fundidos extraídos.

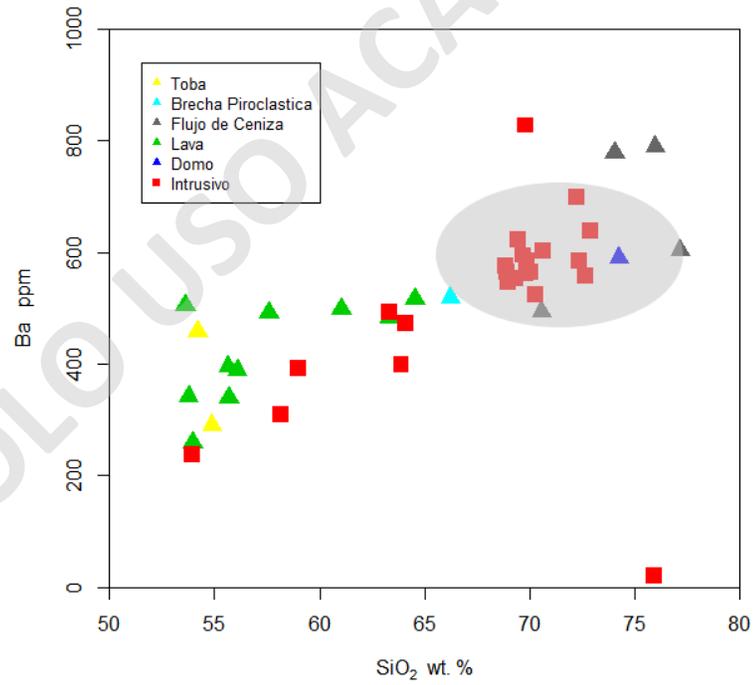


Figura 45. Gráfico Ba vs SiO₂ de muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra. Campo gris indica fundidos extraídos.

Se tienen tendencias claramente diferenciables en elementos traza, especialmente en elementos altamente incompatibles e inmóviles (Figura 46), donde se observan tendencias con pendientes pronunciadas, en muestras volcánicas menos diferenciadas ($\text{SiO}_2 < 60\text{-}65$ wt. %). Mostrando una notoria variación del elemento traza en un mismo rango de SiO_2 entre muestras intrusivas y volcánicas, lo cual no es consistente con el comportamiento inmóvil/incompatible esperable de estos elementos, lo cual podría ser causado por heterogeneidades del reservorio, variaciones en los procesos de diferenciación o procesos de asimilación.

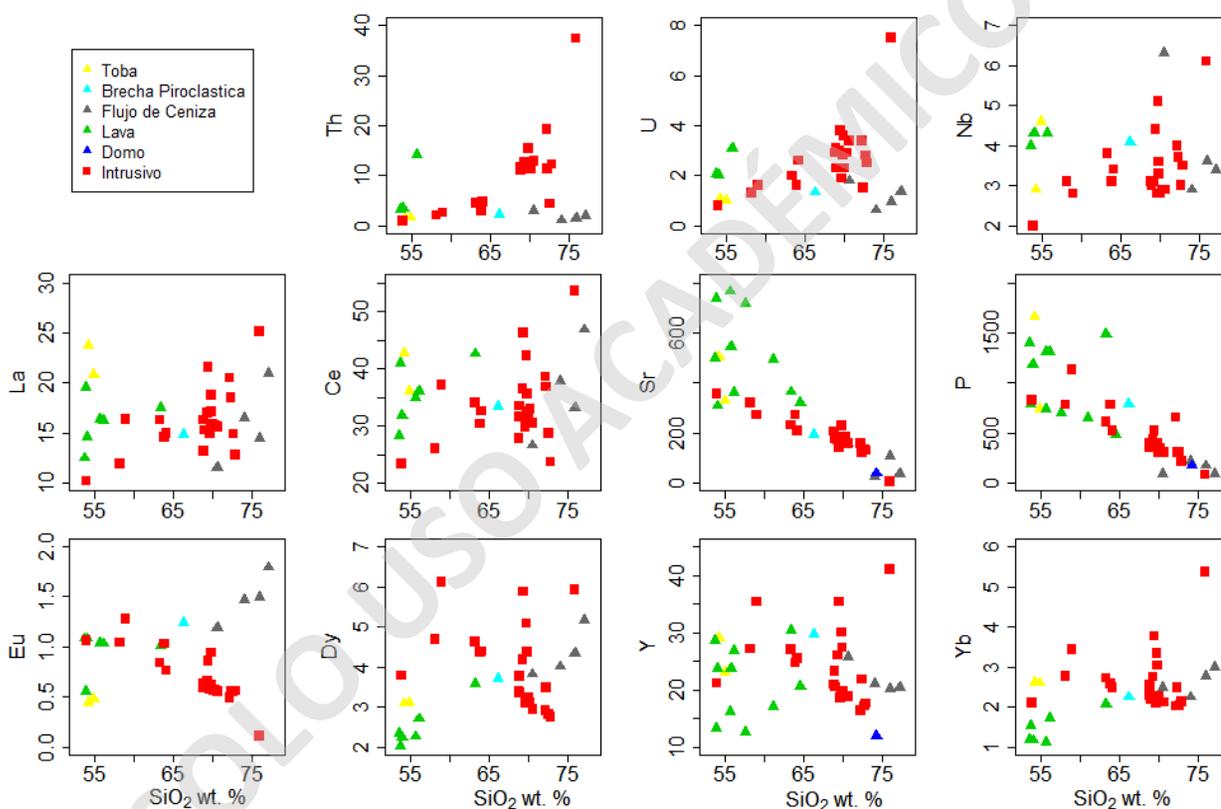


Figura 46. Gráficos bivariantes de elementos traza seleccionados y su variación respecto al SiO_2 . Muestras Fm. Farellones y Plutón La Obra

Específicamente el Sr es usado para evaluar el fraccionamiento y la evolución magmática, debido a que si bien es incompatible, se comporta como compatible en plagioclasas, las cuales en este caso están presentes en el rango completo de SiO_2 , por lo que las altas concentraciones de Sr (>600 ppm) en las muestras volcánicas menos diferenciadas (lavas) podrían ser indicativas de una evolución magmática distinta o una influencia de procesos externos los cuales no están presentes en las muestras intermedias-ácidas.

3.4 MODELOS CONCEPTUALES

Con el fin de tener en cuenta los distintos escenarios, se generan modelos conceptuales (Figura 48) basados en lo propuesto por Clemens et al. (2022), donde plantean distintos casos de conexión volcano-plutónica y sus composiciones. (a) equivalentes composicionales, donde la única diferencia considerable es el tipo de emplazamiento. (b) Complementos composicionales, donde los intrusivos representan cumulados cristalinos y fundidos intersticiales. (c) Composiciones diferentes, donde el volcanismo y los intrusivos no presentan conexión.

En el caso de la relación entre Fm. Farellones y el Plutón la Obra ninguno de estos casos es suficiente para explicar las variaciones de concentración en elementos mayores y traza respecto al SiO_2 , por lo que es probable que el sistema presentara variaciones a lo largo de su vida activa.

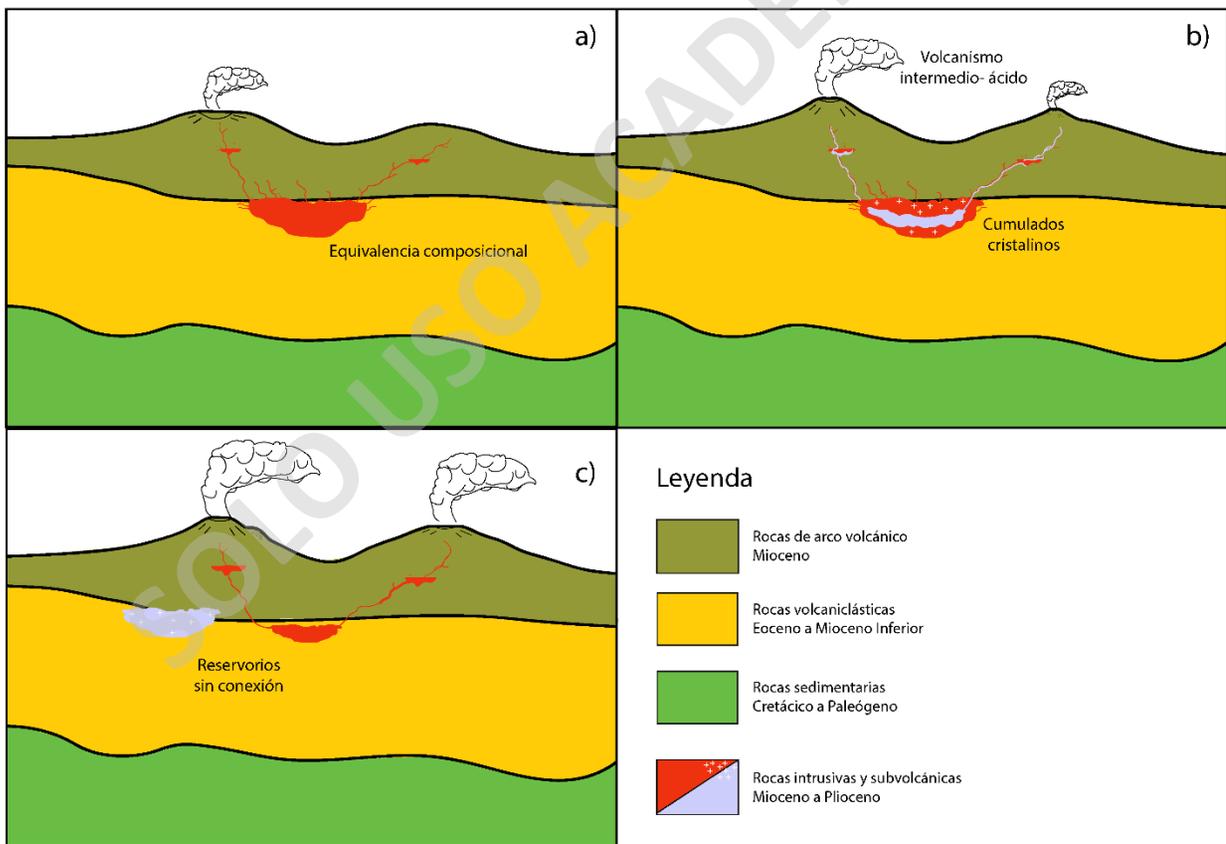


Figura 47. Representación gráfica de modelos propuestos por Clemens et al. (2022) aplicado de manera general a la zona de estudio. (a) equivalentes composicionales; (b) Complementos composicionales; (c) Composiciones diferentes

Se proponen 3 etapas de evolución magmática usando los modelos conceptuales antes mencionados (Figura 48). Etapa 1, se forman tobas y lavas de la Fm. Farellones, a partir de la extracción de fundidos de un magma inicial, representado por períodos tempranos del Plutón La Obra, donde los procesos de diferenciación durante el ascenso y cambios en las tasas de extracción pueden generar variaciones en la composición tanto de elementos mayores como traza de las muestras volcánicas, sin afectar a los cumulos básicos del Plutón (Hildreth, 2004; Gelman, 2014; Cornet et al., 2022). Por lo cual se observan composiciones enriquecidas de álcali en muestras efusivas y se tiene una línea de evolución de fundidos (Sr vs SiO₂) levemente distinta a la observada en las muestras intrusivas equivalentes. Esta etapa contempla a grandes rasgos las muestras básicas a intermedias en un rango de SiO₂ menor a 65 wt. %.

Etapa 2, se forman las composiciones intermedias en un rango de 65-70 wt. % SiO₂, donde se observan leves diferencias composicionales en muestras más básicas (~65 wt. % SiO₂) hasta llegar a composiciones prácticamente equivalentes entre muestras intrusivas y extrusivas más diferenciadas (67-70 wt. % SiO₂). Este cambio en el comportamiento puede ser explicado por variaciones en las tasas de extracción de fundidos o heterogeneidades del reservorio (Coleman, 2012; Yan et al., 2016; Cornet et al., 2022), lo cual afecta a la estabilidad de algunos minerales variando la proporción en la cual se presentan. Evidencia de estos procesos pueden ser texturas de reequilibrio como texturas gráficas, granofíricas, zonaciones, cristales reabsorbidos (embahados), distintas familias de tamaños de cristales.

Etapa 3 permite explicar y representar un reservorio altamente evolucionado (diferenciado), representado por muestras ácidas con contenido de SiO₂ > 70 wt. %. En este punto, el reservorio estaría formado principalmente por cumulos cristalinos y fundidos diferenciados (Schaen, 2017), donde al no existir una influencia externa, pueden ser extraídos de manera directa y formar los productos volcánicos con una composición y tendencia evolutiva equivalentes (Bachmann y Bergantz, 2014), evidenciando la relación genética entre las muestras volcánicas y plutónicas.

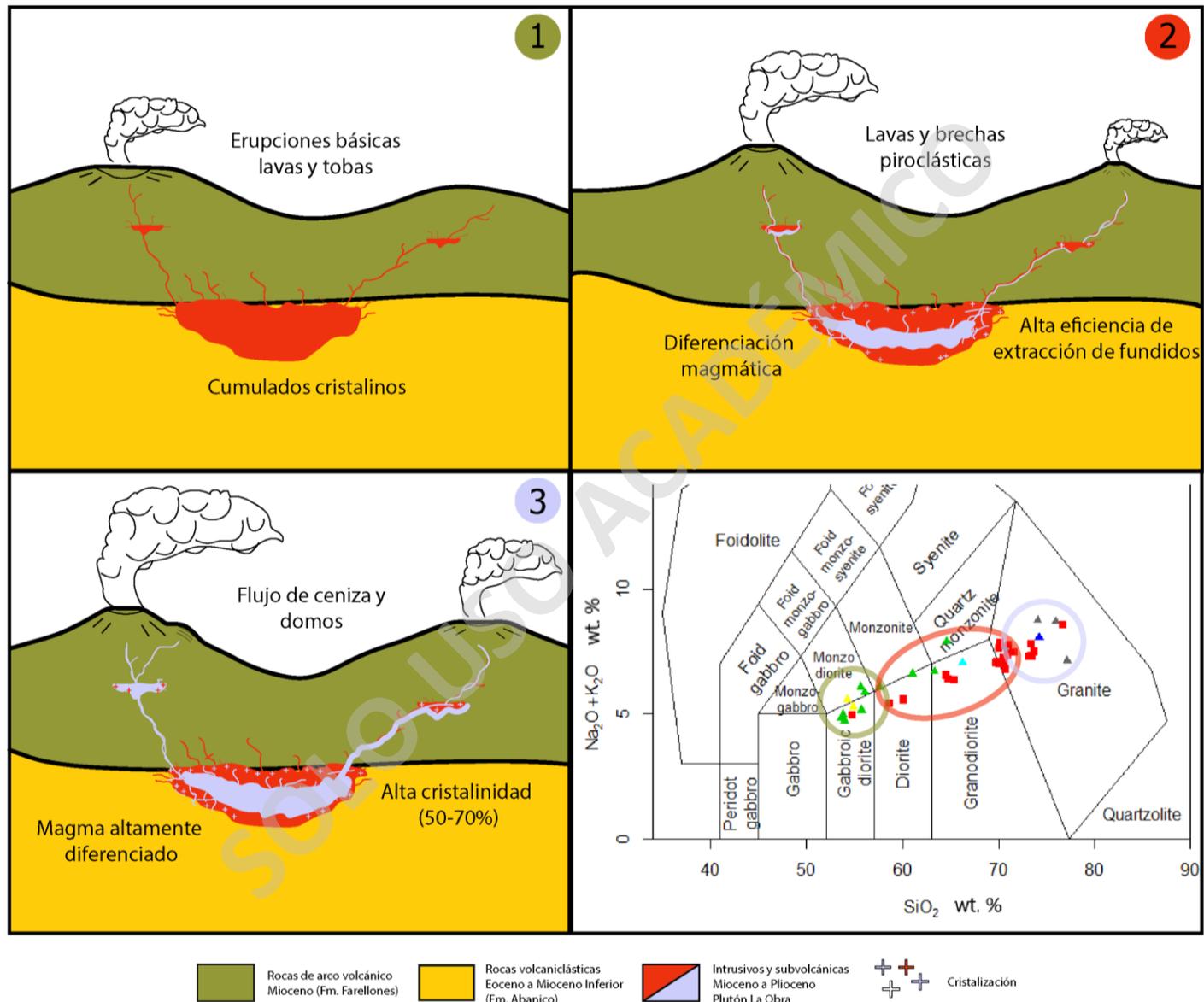


Figura 48. Etapas del modelo conceptual de la evolución magmática del sistema Plutón La Obra y Fm. Farellones. Se representan las distintas etapas por color en un diagrama TAS según Middlemost (1994).

Cabe mencionar que en las etapas 1 y 2 (muestras con $\text{SiO}_2 < \sim 70$ wt. %) se observan diferencias notorias entre rocas volcánicas y plutónicas (Figura 42, Figura 43, Figura 44, Figura 45, Figura 46), las cuales permiten inferir la cristalización de distintas fases minerales.. En específico, se tiene que el Sr varía de manera considerable al comparar muestras volcánicas y plutónicas básicas, siendo esto comúnmente asociado a la contaminación cortical o asimilación. Pero en este caso, no existen evidencias considerables como las esperables en elementos como Rb, Al_2O_3 , aumento significativo de álcalis, entre otros. Por lo que en caso de existir contaminación cortical en las muestras volcánicas, esta sería leve y no afectaría los análisis realizados.

SOLO USO ACADÉMICO

4. CONCLUSIONES

Según los análisis realizados en las muestras de la Fm. Farellones y el Plutón La Obra, la geoquímica de elementos mayores muestra de manera general un comportamiento similar dentro de todo el rango de SiO_2 analizado. Sin embargo, se logra establecer distinto comportamiento en dos grupos de muestras según su contenido de sílice: (1) en muestras básicas a intermedias ($\text{SiO}_2 < 65$ wt. %), representadas por lavas, tobas e intrusivos, las rocas volcánicas presentan mayor contenido de álcalis, asociado a variaciones en los procesos de diferenciación y heterogeneidades del reservorio y variaciones leves en la concentración tanto de elementos traza como de óxidos mayores. (2) Por otro lado, en composiciones ácidas ($\text{SiO}_2 > 65$ wt. %) representadas por flujos de ceniza, domos y la mayoría de las rocas intrusivas, se observan claras similitudes entre la Fm. Farellones y el Plutón La Obra, tanto en las tendencias como en las concentraciones observadas.

Usando la relación de Ba respecto a Rb, es posible evidenciar la variación de comportamiento entre muestras básicas y ácidas, donde se observan dos nubes de datos, con un quiebre alrededor del 65 wt. % SiO_2 . Las muestras básicas ($\text{SiO}_2 < 65$ wt. %) pueden ser consideradas cumulosos (intrusivos) y extracciones de fundidos cristalinos (lavas y tobas), donde la mayoría está contenida en un rango similar de Ba y Rb, aunque cabe mencionar que las muestras más básicas, presentan diferencias en el contenido de Ba mas no de Rb, lo que puede ser causado por fraccionamiento de plagioclasas y clinopiroxenos sumado a cambios en la tasa de extracción dado que los cumulosos suelen ser más sensibles a estas variaciones (Gelman et al., 2014). Por otro lado, las muestras más ácidas pueden ser producidas por la diferenciación de estos fundidos básicos-intermedios o consideradas como fundido intersticial altamente evolucionado (Schaen et al., 2017). En cuanto a elementos traza, se tienen anomalías negativas de P, Eu, Ti las cuales varían en función del fraccionamiento de apatito, plagioclasas, titanita respectivamente. Cambios en el comportamiento de Sr son indicativos de variaciones de la tasa de extracción y procesos de diferenciación dado el enriquecimiento observado en tobas y lavas en comparación a los intrusivos del mismo rango de SiO_2 (Figura 46). Se desestima una posible contaminación cortical dado que no se observan variaciones significativas en elementos asociados a esta además del Sr (como lo sería Al_2O_3 , TiO_2 , Rb, Ni, Cs).

Se concluye que la variación de Rb y Sr en el Plutón La Obra refleja el efecto de la extracción de fundidos empobrecidos en cristales, consistente con modelos de la partición de dichos elementos entre las fases sólidas y fundida durante la cristalización de magmas graníticos. Esto habría generado cambios en la composición química del reservorio y en su mineralogía, además de poder ser un factor gatillante para grandes erupciones.

Los cambios mencionados en el comportamiento, tanto en elementos mayores como traza pueden atribuirse a diferencias en las tasas de extracción, donde esta afecta de mayor manera a las fases básicas (~50 wt. SiO₂), llegando a su pico alrededor del 60% SiO₂, mientras que pierde su eficiencia en las rocas más ácidas que representan los acumulados cristalinos (Dufek y Bachmann, 2010). Por esto, rocas intermedias-ácidas son extraídas de manera directa, en forma de magmas altamente cristalinos (50-70% de cristales) donde existe una óptima capacidad de extracción dando como resultado composiciones equivalentes al reservorio magmático que formó el plutón.

Considerando estos procesos, se genera el modelo conceptual, el cual permite asociar cada etapa propuesta en la evolución del sistema magmático con un rango composicional específico, pudiendo así relacionar genéticamente al Plutón la Obra con la Fm. Farellones. Se desprende que es posible que las rocas que conforman el Plutón La Obra representen magmas similares a los responsables de las erupciones asociadas a la Fm. Farellones, sobre todo para las composiciones ácidas. Por lo que el Plutón la obra, sería representativo de un complejo intrusivo de mayor tamaño, responsable de la alimentación del volcanismo asociado la Fm. Farellones aun considerando las limitaciones de ubicación geográfica, tamaño del plutón, volumen del reservorio.

5. REFERENCIAS

- Aguirre, L., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, A., Rivano, S., Thiele, R., ... y Vicente, J. C. (1974). Andean Magmatism; its paleogeographic and structural setting in the central part (30°–35° S) of the Southern Andes. *Pacific Geol*, 8(1), 38.
- Annen, C. (2009). From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3–4), 409–416.
- Annen, C. (2011). Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationships. *Tectonophysics*, 500(1–4), 3–10.
- Aravena, Á., Gutiérrez, F. J., Parada, M. A., Payacán, Í., Bachmann, O., & Poblete, F. (2017). Compositional zonation of the shallow La Gloria pluton (Central Chile) by late-stage extraction/redistribution of residual melts by channelization: Numerical modeling. *Lithos*, 284, 578-587.
- Bachmann, O., y Bergantz, G. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, 4(1), 17–21.
- Bachmann, O. y Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *J. Petrol.* 45, 1565-1582.
- Bachmann, O., y Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565-1582.
- Bachmann, O., Miller, C. F., & de Silva, S. L. (2007). The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1–4), 1–23.
- Bacon, C.R., Lowenstern, J.B., 2005. Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233 (3–4), 277–293.
- Bailey, A., & Survey, U. S. G. (1976). • Mono. 81(5), 725–744.
- Blundy, J. and Wood, B. (2003) Partitioning of Trace Elements between Crystals and Melts. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 383-397. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00129-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00129-8)
- Bowen NL (1915) The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic, and related magmas. *Am J Sci* 40:161–185
- Bowen, N.L. • *The Evolution of Igneous Rocks*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 1928.
- Brown, G.M., The layered ultrabasic rocks of Rhum, Inner Hebrides, *Philos. Trans. R. Soc. London B*, 240, 1-53, 1956.
- Buddington AF (1959) Granite emplacement with special reference to North America. *Geol Soc Am Bull* 70:671–747
- Cawthorn, R.G., and T.S. McCarthy, Variations of magnetite from the upper zone of the Bushyeld complex--Evidence for heterogeneity and convection currents in magma chambers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 335-343, 1980
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y 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.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. y 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.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- 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(1), 05-35.
- Clemens, J. D., Bryan, S. E., Mayne, M. J., Stevens, G., & Petford, N. (2022). How are silicic volcanic and plutonic systems related? Part 1: A review of geological and geophysical observations, and insights from igneous rock chemistry. *Earth-Science Reviews*, 104249.
- Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A. (2007) Amphibole “Sponge” in Arc Crust? *Geology*, 35, 787-790. <http://dx.doi.org/10.1130/G23637A.1>
- Davidson, Jon; Turner, Simon; Plank, Terry (2013), Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes, *Journal of Petrology*, Volume 54, Issue 3, Pages 525–537, <https://doi.org/10.1093/petrology/egs076>
- Daly RA (1917) The geology of Pigeon Point, Minnesota. *Am J Sci* 43:423–448
- Daly, R. A. (1933). *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*.
- Deering, C. D., & Bachmann, O. (2010). Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1–2), 324–331.
- DePaolo, D.J., Isotopic studies of processes in mafic magma chambers, I The Kiglapait Intrusion, Labrador, *J. Petrol.*, 26, 925-951, 1985.
- DePaolo, D.J., Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 177-184, 1981.
- Dufek, J., & Bachmann, O. (2010). Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, 38(8), 687–690.
- Elburg, M. (2010). Sources and processes in arc magmatism: The crucial role of water. *Geologica Belgica*. 13. 119-134.
- Gelman, S. E., Deering, C. D., Bachmann, O., Huber, C., & Gutierrez, F. J. (2014). Identifying the crystal graveyards remaining after large silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 299-306.
- Giambiagi, L.; Tassara, A.; Mescua, J.; Tunik, M.; Alvarez, P. P.; Godoy, E.; Hoke, G.; Pinto, L.; Spagnotto, S.; Porras, H.; Tapia, F.; Jara, P.; Bechis, F.; Garcia, V. H.; Suriano, J.; Moreiras, S. M.; Pagano, S. D. (2014). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo-Tunuyan transect (33 40'S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 63–82. doi:10.1144/sp399.14
- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., & Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, 14(4–5), 4–11.
- Glazner, A. F., Coleman, D. S., & Mills, R. D. (2015). The Volcanic-Plutonic Connection. *Advances in Volcanology*, 61–82.
- Green, T.H. 1980. Island arc and continent-building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* 63: 367-385.
- Gudnason, J., Holm, P. M., Søger, N. & Llambías, E. J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 191–201.

- Giese, P., 1994. Geothermal structure of the Central Andean crust – Implications for heat transport and rheology. In *Tectonics of the Southern Central Andes: Structure and evolution of an active continental margin*. Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.) Springer-Verlag, Berlin, p. 69-76.
- Hamilton WB (1959) Yellowstone Park area, Wyoming; a possible modern lopolith. *Geol Soc Am Bull* 70:225– 228. doi:10.1130/0016-7606(1959)70[225:YPAWAP] 2.0.CO;2
- Hanson, G. N., & Langmuir, C. H. (1978). Modeling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches.
- Hildreth W (1981) Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J Geophys Res* 86:10153–10192
- Hildreth W (2004) Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *J Volcanol Geoth Res* 136:169–198
- Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455-489.
- Hofmann A.W., K.P. Jochum, M. Seufert and W.M. White, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 33-45, 1986.
- Hofmann, A.W., Chemical differentiation of the Earth: relationship between mantle, continental crust and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314, 1988.
- Huber, Christian; Bachmann, Olivier; Manga, Michael (2009). Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). , 283(1-4), 38–47.
- Huppert, Herbert E.; Sparks, R. Stephen J. (1980). Restrictions on the compositions of mid-ocean ridge basalts: a fluid dynamical investigation. , 286(5768), 46–48.
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Jackson D.E., Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana, U.S. Geol. Survey Prof. Pap., 358, 106 pp., 1961.
- 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.
- Kay, S.M. y Abbruzzi, J.M. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean "flat-slab" between 30° and 32°S. *Tectonophysics* 259: 15-28.
- Kennedy WQ, Anderson EM (1938) Crustal layers and the origin of magmas. *Bull Volc* 3:23–82
- Keshavarzi, Reza & Esmaeily, Dariush & Rezaei-Kahkhaei, Mehdi & Mokhtari, Mir Ali Asghar & Kordlou, Mehdi. (2014). Mineral Chemistry and Magmatic Differentiation Evidences in the Neshveh Intrusion (NW Saveh, Central Iran). *Open Journal of Geology*. 4. 262-288. 10.4236/ojg.2014.46020.
- Klhon, C. 1960, *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central*, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua, Curicó. Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol., N°8, 95 p.
- Klimm, K., Holtz, F. and King, P.L. (2008) Fractionation vs. Magma Mixing in the Wangrah Suite A-Type Granites. Lachlan Fold Belt. Australia: Experimental Constraints. *Lithos*, 102, 415-434.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R. y Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile* 24(1):75-90.
- Le Bas, M. J., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., y IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

- Lundstrom, C. C., & Glazner, A. F. (2016). Silicic magmatism and the volcanic-plutonic connection. *Elements*, 12(2), 91–96.
- Maksaev, V., Zentilli, M., Munizaga, F., & Charrier, R. (2003). Denudación/alzamiento del Mioceno superior-Plioceno inferior de la Cordillera de Chile central (33°-35°S) inferida por dataciones por trazas de fisión en apatito de plutones miocenos. In Congreso Geológico Chileno (No. 10).
- Matzel, J. E. P., Bowring, S. A., & Miller, R. B. (2006). Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Bulletin of the Geological Society of America*, 118(11–12), 1412–1430.
- McCarthy, T.S., R.G. Cawthorn, C.J. Wright, and J.R. McIver, Mineral layering in the Bushveld complex: Implications of Cr abundances in magnetite from closely spaced magnetite and intervening silicate-rich layers, *Econ. Geol.*, 80, 1062-1074, 1985.
- McCulloch, M.T. ; Gamble, J.A. (1991). Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. , 102(3-4), 0–374. doi:10.1016/0012-821x(91)90029-h
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.
- Mckeough, M.; Lentz, D.; Mcfarlane, C.; Brown, J. (2013). Geology and evolution of pegmatite-hosted U-Th ± REE-Y-Nb Mineralization, Kulyk, Eagle, and Karin Lakes region, Wollaston Domain, northern Saskatchewan, Canada: examples of the dual role of extreme fractionation and hybridization processes. *Journal of Geosciences*. 58. 321-346. 10.3190/jgeosci.153.
- Middlemost, Eric A.K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. , 37(3-4), 0–224. doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9
- Nicholson, H.; Condomines, M.; Fitton, J. G.; Fallik, A. E.; GR Nvold, K.; Rogers, G. (1991). Geochemical and Isotopic Evidence for Crustal Assimilation Beneath Krafla, Iceland. *Journal of Petrology*, 32(5), 1005–1020. doi:10.1093/petrology/32.5.1005
- Nyström, J., Vergara, M., Morata, D., & Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (3315-3345S). In *GSA Bulletin* (Issue 12).
- O'Driscoll, B., & VanTongeren, J. A. (2017). Layered intrusions: from petrological paradigms to precious metal repositories. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 13(6), 383-389.
- Parsons, I. (ed.), *Origins of Igneous Layering*, NATO ASI Ser., vol. 196, 666 pp., D. Reidel, Norwell, Mass., 1987.
- Peacock S. M. (1996) Thermal and petrologic structure of subduction zones. In *Subduction: Top to Bottom* (ed. G. E. Bebout, D. W. Scholl, S. H. Kirby, and J. P. Platt), pp. 119–133. AGU, Washington
- Piquer, J., Rivera, O., Yañez, G., & Oyarzun, N. (2020). The Piuquencillo Fault System: a long-lived, Andean-transverse fault system and its relationship with magmatic and hydrothermal activity. *Solid Earth Discussions*, 1–34.
- Poli S. and Schmidt M. W. (1995) H₂O transport and release in subduction zones: Experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J. Geophys. Res.* 100, 22299–22314.
- Quiroga, R. (2013). Análisis estructural de los depósitos Cenozoicos de la Cordillera Principal entre el Cerro Provincia y el Cordón El Quempe, Región Metropolitana, Chile (33o18' y 33o25's) Memoria para optar al título de Geólogo.
- Reid, M. R. (1995). EPSL Processes of mantle enrichment and magmatic differentiation in the eastern Snake River Plain: Th isotope evidence. In *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 131).

- Renggli, Christian & Wiesmaier, Sebastian & De Campos, Cristina & Hess, Kai-Uwe & Dingwell, Donald. (2016). Magma mixing induced by particle settling. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 171:96. 10.1007/s00410-016-1305-1.
- Rodriguez, N. (2022). Emplazamiento del Batolito La Obra y su relación con la deformación externa, Chile Central (33°35's - 33°47's): inferencias desde el estudio de la fábrica magmática y microtexturas. Memoria para optar al título de Geólogo.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge <http://dx.doi.org/10.1180/minmag.1994.058.392.25>
- Rutherford, M. J. (2008). Magma ascent rates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 241–271.
- Sato, Hiroaki (1977). Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. , 10(2), 113–120. doi:10.1016/0024-4937(77)90037-8
- Schaen, A. J., Cottle, J. M., Singer, B. S., Brenhin Keller, C., Garibaldi, N., & Schoene, B. (2017). Complementary crystal accumulation and rhyolite melt segregation in a late Miocene Andean pluton. *Geology*, 45(9), 835–838.
- Selles, Daniel. (2006). Stratigraphy, petrology, and geochemistry of Nevado de Longaví volcano: Chilean Andes (36.2°S).
- Smith, J. V., & Brown, W. L. (1988). *Feldspar Minerals*, vol. 1, 828 p.
- Smith, Daniel. (2014). Clinopyroxene precursors to amphibole sponge in arc crust. *Nature communications*. 5. 4329. 10.1038/ncomms5329.
- Stern, C. R. 2011. Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research*, 20, 284–338.
- Stern, C.R. y Skewes, M.A. 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic Zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22(2): 261-272.
- Streck, M. J. (2014). Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. In *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 284, pp. 79–94). Elsevier.
- Sun, S. S., y McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tait, S., Jaupart, C., 1996. The production of chemically stratified and adcumulate plutonic igneous rocks. *Mineral. Mag.* 60, 99-114.
- Thiele, R. (1978). *Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana*.
- Toselli, A. (2010). Elementos Básicos de petrología IGNEA. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 53(9), 1689–1699.
- Tyrrell, G. W. (1978). *The Principles of PETROLOGY*. In *The Principles of PETROLOGY*. Springer Netherlands.
- Vojtech Janousek, Colin M. Farrow and Vojtech Erban (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47(6): 1255-1259. doi: 10.1093/petrology/egl013
- Wager, L.R., Brown, G.M., 1968. *Layered igneous rocks*. Edinburgh and London, Oliver and Boyd.
- Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology* / John D. Winter.
- Wilson, M. (2007) *Igneous Petrogenesis*. Chapman and Hall, London, 411 p
- Wolfgang Griem. (2006). *La corteza de la Tierra*. Apuntes de Geología.

- Yan, L. L., He, Z. Y., Jahn, B. M., & Zhao, Z. D. (2016). Formation of the Yandangshan volcanic–plutonic complex (SE China) by melt extraction and crystal accumulation. *Lithos*, 266, 287-308.
- Zimmerer, Matthew (2013). . *Geosphere*, 9(1), 155–. doi:10.1130/GES00841.1
- Zurita, E., Muñoz, N., Charrier, R., Harambour, S. y Elgueta, S. 2000. Madurez termal de la materia orgánica de la Formación Abanico = Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central: resultados e interpretación. 9º Congreso Geológico

SOLO USO ACADÉMICO