

**VARIACIONES LITOLÓGICAS DEL BATOLITO UNIVERSIDAD, CHILE CENTRAL:
INFERENCIAS SOBRE LOS MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO, CONSTRUCCIÓN
Y DIVERSIFICACIÓN COMPOSICIONAL.**

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

ANDREA CAMILA CAMUS ARENS

Profesor Guía:
ITALO JOAQUÍN PAYACÁN PAYACÁN

Profesor co-guía
FRANCISCO JAVIER GUTIÉRREZ FERRER

Miembro de la Comisión Evaluadora de Examen
JAVIER ANTONIO REYES VIZCARRA

Santiago, Chile
Diciembre, 2021

RESUMEN.

VARIACIONES LITOLÓGICAS DEL BATOLITO UNIVERSIDAD, CHILE CENTRAL: INFERENCIAS SOBRE LOS MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO, CONSTRUCCIÓN Y DIVERSIFICACIÓN COMPOSICIONAL.

El Batolito Universidad (BU) corresponde a un intrusivo Mioceno emplazado en la corteza superior, ubicado en el valle del río Cachapoal ($34^{\circ}20'60''$ S, $70^{\circ}23'23''$ O), Chile central. La ausencia de estudios previos enfocados en este batolito ha motivado este estudio, mediante el cual se pretende añadir información a la franja de intrusivos de la zona. El BU se destaca por su gran tamaño (>200 km²) y por su geometría alargada. Presenta contactos bien definidos e irregulares con la roca caja, con geometría escalonada y una serie de diques que emanaron del intrusivo principal. Mediante este estudio se definieron tres unidades litológicas, las cuales de oeste a este varían de cuarzo monzodiorita a granodiorita, haciéndose más félsica hacia el este. Estas unidades presentan contactos netos y se encuentran truncadas entre sí, dominando las texturas faneríticas e inequigranulares. Las variaciones geoquímicas del BU reflejan un amplio rango composicional, el cual oscila entre 53 wt. % y 69 wt. % de SiO₂, presentando un carácter bimodal, donde se puede reconocer un *gap* composicional de SiO₂ con rangos de 57 a 61 wt. %, mostrando típicamente una tendencia lineal que presentan inflexiones en los elementos mayores y traza.

Los resultados de este estudio indican como conclusión que el BU se emplazó a través del proceso *stopping*, en un contexto reológico frágil lo que se evidencia a través de estructuras magmáticas como la presencia de xenolitos, diques y el contacto irregular entre la roca caja y el plutón. Además, los contactos entre las unidades internas indican que las unidades son más jóvenes hacia el este. Tal como sugieren las simulaciones termodinámicas realizadas mediante software Melts, el proceso de diferenciación interna del BU está asociado a cristalización fraccionada no continua (desmezcla), lo que es evidenciado por la tendencia que muestran los datos geoquímicos, debido al *gap* composicional y por la textura fanerítica y acumulada, específicamente ortoacumulado presente en las muestras.

SOLO USO ACADÉMICO

Lo que das, te lo das

Lo que no das, te lo quitas.

(Caro de Omvocado)

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi papá, Hugo Camus, quien fue la persona que me inspiró desde los inicios a estudiar una carrera científica. También quiero agradecer a mi compañero de vida, Javier Medrano por acompañarme en las largas noches de estudio, donde también al principio me ayudaba a traducir los papers. Gracias, mamá, Rosa Arens, por apoyarme en esta idea loca de estudiar algo tan distinto a los demás. Agradecer a mi abuelita materna, Raquel Otey, quién me cuidaba cuando pequeña para que mis papás pudieran trabajar, gracias por tu entrega inmensa, gracias por enseñarme cosas de la vida que nadie más me enseñó, gracias por tu tiempo y dedicación, gracias por tu amor infinito, sin duda eres la mujer que más admiro en esta vida, gracias por quererme como una hija más. Gracias por aun estar en mi vida y gracias por apoyarme en todo siempre.

Agradecer Italo Payacán que por cosas de las vidas estuvo en mis inicios de la carrera de Geología donde en mi primer terreno fue mi profesor y ahora que estoy finalizando es mi tutor de tesis y memoria. Le agradezco por darme la oportunidad de realizar la tesis con él, donde constantemente me ha alentado a sacar lo mejor de mí, incluso cuando más he dudado. Gracias por la exigencia, por el tiempo dedicado a los *feedback* y por el tiempo para resolver dudas.

También agradecer a mi co-tutor Francisco Gutiérrez por permitir ser parte de este proyecto, por tener la disposición a resolver dudas, por enseñarnos litogeoquímica y en general por estar dispuesto a entregar sus conocimientos.

Además, agradecer a Javier Reyes, por su disposición a responder dudas desde mis inicios en la Universidad y estar en todo momento con la voluntad para ayudar o apoyar, destacándose por ser uno de los profes más cercano y agradable de la Escuela de Geología.

Agradecer al Proyecto FONDECYT REGULAR 1180577 de Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo (ANID/CONICYT) por el financiamiento de la tesis que contempla salidas de terreno, envió de muestras geoquímicas a laboratorio y corte de muestras para realizar análisis de microscopio.

Tabla de Contenido.

1	Introducción.....	1
1.1	Formulación de problemática.....	1
1.1.1	Transporte de magma en la corteza y construcción de reservorios de magma.....	1
1.1.2	¿Cómo se diversifican composicionalmente los intrusivos en la corteza superior?.....	3
1.1.3	Plutonismo Cenozoico Chile Central y Batolito Universidad como caso de estudio.....	13
1.2	Hipótesis de Trabajo.....	18
1.3	Objetivos.....	20
1.3.1	Objetivo general.....	20
1.3.2	Objetivos Específicos.....	20
1.4	Metodologías.....	20
1.4.1	Terreno (objetivo específico nº1).	20
1.4.2	Levantamiento de información geológica (objetivo específico nº 3 y nº 4). 21	
1.4.3	Análisis de laboratorio.....	23
1.5	Ubicación y vías de acceso.....	24
2	Antecedentes geológicos de la zona de estudio.....	25
2.1	Contexto geodinámico.....	25
2.2	Marco geológico: Mesozoico-Cenozoico de Chile Central (33-35°S).....	26
3	Geología y petrografía de Batolito Universidad.....	30

3.1	Características morfológicas del batolito.	30
3.2	Roca caja.	32
3.3	Unidades de Batolito Universidad.	33
3.3.1	Unidad La Cascada.	35
3.3.2	Unidad Cipresillos.	41
3.3.3	Unidad Los Pejerreyes.	46
3.3.4	Diques.	50
4	Geoquímica del Batolito Universidad.	54
4.1	Elementos mayores.	54
4.2	Elementos menores.	58
4.3	Elementos trazas.	60
4.4	Tierras raras.	63
5	Discusiones.	64
5.1	Mecanismo de emplazamiento del plutón.	64
5.2	Modelo evolutivo temporal de Batolito Universidad.	66
5.3	Testeo de cogeneteidad.	70
5.4	Simulación termodinámica y evaluación del fraccionamiento.	73
5.4.1	Modelo de evolución de composición intermedia (modelo evolutivo A). ..	75
5.4.2	Modelo de evolución de composición básica (modelo B).	77
5.5	Evolución composicional del Batolito Universidad.	78
6	Conclusiones.	84

7	Referencias.....	86
8. Anexos	93	

SOLO USO ACADÉMICO

Tabla de Figuras.

Figura 1.1. Esquema que muestra los diferentes tipos de emplazamientos magmáticos, se observa diapirismo, <i>ballooning</i> , <i>stopping</i> y propagación de fracturas. Elaboración propia.....	3
Figura 1.2. Esquema que muestra procesos de diferenciación magmática. Extraído de Altagrassi (2020).....	5
Figura 1.3. Mecanismo de diferenciación magmática: Convección. a) se muestran celdas convectivas dentro de un reservorio magmático. b) En celeste se observan bordes de reservorio magmático, lo cual en este caso representa frentes de solidificación la flecha indica la dirección de fluído y cristales, por mayor densidad ascienden hacia el techo del reservorio. Extraído de Glazner et al (2004).....	5
Figura 1.4: Ejemplo de plutón zonado vertical y lateralmente. Se muestran variaciones mineralógicas del plutón La Gloria, correspondiendo a un perfil esquemático SW-NE del plutón La Gloria mostrando sus zonaciones laterales y verticales (UL=nivel superior, ML=nivel medio, LL=nivel inferior, BZ=zona de b borde). Extraído de Aravena et al. (2017).	7
Figura 1.5. Ejemplo de plutón zonado normal. Esquema muestra de izquierda a derecha la interpretación del enfriamiento del Batolito Tuolumne, Sierra Nevada, EEUU (Paterson et al., 2016).	7
Figura 1.6. Estructuras magmáticas (A) Tubos estacionarios (B) Tubos migratorios (Figs. 4 y 5). (C) Tuberías (D) Canales (E) Diapiros (F) Cabezas de pluma. Extraído de Paterson, (2009).....	9
Figura 1.7. Se observan los truncamientos de las capas de schlieren presentes en Batolito de Tuolumne (California). Estos truncamientos indican que la erosión de los canales más antiguos se produjo durante el flujo de magma en los canales más jóvenes seguido de una deposición. Extraído de Paterson, (2009).	10
Figura 1.8. Breve resumen de algunos elementos trazas utilizados en petrología ígnea y usados como indicador petrogenético. Según Green (1980).	11

Figura 1.9. A) Tendencias geoquímicas de mezcla y cristalización fraccionada. El proceso de mezcla se caracteriza por presentar tendencias lineales y el proceso de cristalización fraccionada se caracteriza por presentar tendencias no lineales con inflexiones, donde las inflexiones se interpretan como un nuevo fraccionamiento. Extraído de Mella, (2008) B) Tendencias geoquímica de desmezcla, el cual se caracteriza por presentar tendencias no lineales debido a que las muestras se presentan en un gráfico de forma dispersa y espaciadas entre sí, sin un orden lógico. Extraído de Schaen et al., (2017).
 12

Figura 1.10. Comparación de tamaño con diversificación magmática del plutón, donde se observa que a mayor tamaño del plutón, se presenta mayor diversificación composicional. (A) Tamaño relativo real 13

Figura 1.11. Mapa geológico y ubicación de los plutones La Gloria (LGP) y San Gabriel (SGP). Extraído de Payacán et al., (2015). 15

Figura 1.12. Contacto bien definido e irregular entre Unidad Los Pejerreyes y roca de caja, con múltiples sills. Foto tomada en la quebrada Cortaderal. 16

Figura 1.13. Mapa geológico del Batolito Universidad (1:120.000), generado a partir del trabajo realizado en terreno. 17

Figura 1.14. Contacto bien definido e irregular de Unidad Cipresillos con Unidad Los Pejerreyes. Se aprecia una serie de diques de la Unidad Cipresillos intruyendo en la Unidad Los Pejerreyes. 18

Figura 1.15. Mapa del área de estudio, con la ubicación de las muestras recolectadas. 22

Figura 1.16. Mapa con las vías de acceso a la zona de estudio. Zona de estudio marcada con polígono gris y vías de acceso con líneas de colores. En azul se muestra la ruta H-29 y H-25. En verde, las rutas H-255 y H-35. En rojo, la ruta H-265. En amarillo, el camino Paso las Leñas. Extraído de Google Earth. 24

Figura 2.1 . Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Extraído de Fock (2005). 26

Figura 2.2. Mapa geológico generalizado de Chile Central entre 33° y 35° S. Se observan las principales unidades morfoestructurales de este a oeste: cordillera de la costa, depresión intermedia y cordillera principal. Además, se muestran los sistemas de fallas regionales Los Ángeles-Infernillo, San Ramón-Pocuro y El Fierro. Extraído de Baytelman (2017). 27

Figura 2.3. Franjas Intrusivas 32-34°S. Triásico-Mioceno. Mapa modificado de Mapa Geológico de Chile versión digital 2003. BSF: Batolito San Francisco; YL: Yerba Loca, PLG: Plutón La Gloria; CMA: Cerro Mesón Alto. Extraído de Jerez (2007). 29

Figura 3.1. Mapa geológico de Batolito Universidad, destacando su geometría elongada y un área aproximada de 200 km². Este mapa es de elaboración propia, basada en fotointerpretación y trabajos de terreno. 30

Figura 3.2. Perfil esquemático de zona norte del lugar de estudio, vista a lo largo de la quebrada Cachapoal, evidenciando un sinclinal en la Formación Abanico. 31

Figura 3.3. Perfil esquemático de la zona centro del batolito, notándose su relación con la roca caja, sus contactos irregulares y con la presencia de diques. 31

Figura 3.4. Contacto irregular entre roca caja (Formación Abanico) y Unidad Cipresillos. 32

Figura 3.5. Perfil de la zona norte del lugar de estudio, que muestra la discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones (recuadros rojos) y muestra sinclinal al costado del Batolito Universidad. Extraído de Charrier et al., (2002) y modificación propia. 33

Figura 3.6. Mapa de las unidades litológicas del Batolito Universidad, se muestran las cuatro unidades internas, Los colores de las Unidades del Batolito Universidad corresponden al Mioceno, donde el color más claro corresponde a la unidad más antigua (rosado claro) y el color más oscuro es la unidad más joven (rojo oscuro). De oeste a este su composición varía desde cuarzo diorita de anfíbol hasta monzogranito de biotita. 34

Figura 3.7. Clasificación según mineralogía modal de las muestras del Batolito Universidad, mostrando la variabilidad litológica, según Streckeisen (1976). 35

Figura 3.8. Muestras clasificadas como cuarzo monzodiorita, perteneciente a Unidad La Cascada.....	36
Figura 3.9. Contacto interno de Unidad La Cascada. Imagen tomada en Quebrada Cipresillos.	37
Figura 3.10. Fotomicrografías de muestra representativa de la Unidad La Cascada (a). a) Fotomicrografía de muestra 20BU104xx con textura fanerítica a nicoles paralelos. b) Fotomicrografía de muestra 20BU104xx con textura fanerítica a nicoles cruzados. c) Muestra 20BU104xx con textura gráfica evidenciada en el centro de la imagen, tomada en nicoles paralelos. d) Muestra 20BU104xx con textura gráfica evidenciada en el centro de la imagen, tomada en nicles cruzados. ClinoPx: clinopiroxeno, Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.	38
Figura 3.11. Fotomicrografías de muestra de la Unidad La Cascada (a). a) Fotomicrografía de muestra 20BU104x con textura fanerítica a nicoles paralelos destacando la presencia de minerales opacos y titanita. b) Fotomicrografía de muestra 20BU104x con textura fanerítica a nicoles cruzados destacando la presencia de minerales opacos y titanita. ClinoPx: clinopiroxeno, Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.....	39
Figura 3.12. Contacto Unidad La Cascada con Unidad Cipresillos en un costado de la quebrada Cipresillos.	40
Figura 3.13. Fotomicrografías de Unidad La Cascada (b). a) Fotomicrografía de muestra 20BU0401 con textura fanerítica y acumulada, específicamente ortoacumulado, a nicoles paralelos. b) Fotomicrografía de muestra 20BU0401 con textura fanerítica a nicoles cruzados. c) Muestra 20BU0301 con textura glomeroporfírica, evidenciada en el centro de la imagen a nicoles paralelos. d) Muestra 20BU0301 con textura glomeroporfírica, evidenciada en el centro de la imagen a nicoles cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.....	41
Figura 3.14. Contacto Unidad Cipresillos con roca caja (Formación Abanico), en quebrada Cipresillos (mirada hacia el oeste).	42
Figura 3.15. Muestras de la Unidad Cipresillos clasificadas como monzogranito de biotita.....	43

Figura 3.16. Fotomicrografías de Unidad Cipresillos “a”. a) Fotomicrografía de la muestra 20BU0106 (nícoles paralelos). b) Fotomicrografía de muestra 20BU0106 con textura fanerítica (nicoles cruzados). c) muestra 20BU0106 con textura glomeroporfírica a nicoles paralelos. d) muestra 20BU0106 con textura glomeroporfírica a nicoles cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa. 44

Figura 3.17. Fotomicrografías de Unidad Cipresillos “b”. a) Fotomicrografías de muestra 20BU0101 con textura fanerítica, inequigranular a nicoles paralelos. b) Fotomicrografías de muestra 20BU0106 con textura fanerítica a nicoles cruzados. c) muestra 20BU0106 con textura simplectítica a nicoles paralelos. d) muestra 20BU0106 con textura simplectítica a nicoles cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa..... 46

Figura 3.18. Contacto entre Unidad Los Pejerreyes y roca caja (Formación Abanico). Foto tomada en quebrada Cortaderal. 47

Figura 3.19. Muestras de la Unidad Los Pejerreyes clasificadas como granodiorita de biotita..... 47

Figura 3.20. Fotomicrografías de Unidad Los Pejerreyes. a) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicoles paralelos. b) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicoles cruzados. c) Zonación en las plagioclasas a nicoles paralelos d) Muestra con zonación en las plagioclasas a nicoles cruzados. Qz: cuarzo, Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa. 49

Figura 3.21. Fotomicrografías de enclave diorítico de anfíbol perteneciente a la Unidad Los Pejerreyes. a) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicoles paralelos. b) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicoles cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa, FdK: feldespato potásico. 49

Figura 3.22. Diques que intruyen a Batolito Universidad, imágenes tomadas en quebradas Cipresillos. a) dique de composición monzogranito de biotita de grano medio que intruye a Unidad Cipresillos. b) vista macroscópica de dique de composición monzogranito de biotita de grano medio. c) vista ampliada de dique de composición monzogranito de biotita de grano medio. 50

Figura 3.23. Fotomicrografía que presenta textura mirmekítica. Bt: biotita..... 51

Figura 3.24. Fotomicrografía con textura glomeroporfírica. Qz: cuarzo. FdK: feldespatos potásicos. Plg: plagioclasa. Bt: biotita..... 52

Figura 3.25. Fotomicrografía diques de composición cuarzo-monzodiorítico de biotita. a) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicols paralelos. b) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicols cruzados. c) muestra con textura glomeroporfírica a nicols paralelos. d) muestra con textura glomeroporfírica a nicols cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa, FdK: feldespatos potásicos. 53

Figura 4.1. Diagrama de clasificación geoquímica TAS (SiO_2 vs Total álcalis) (Le Maitre et al., 1989) con la composición de las unidades internas del Batolito Universidad. 54

Figura 4.2. Diagramas de $\text{K}_2\text{O}\%$ vs $\text{SiO}_2\%$ para reconocer tipo de series magmáticas involucradas en el origen de las unidades internas del Batolito Universidad. 55

Figura 4.3. Diagramas Harker de elementos mayores que muestra la composición de las unidades del Batolito Universidad..... 56

Figura 4.4 Gráfico de comparación de muestras originales y muestras duplicadas con respecto a la concentración de Na_2O . Las muestras duplicadas corresponden a la Unidad Los Pejerreyes (20BU0312) y a las Unidades Cipresillos (20BU0209 y 20BU0506) 58

Figura 4.5. Diagramas Harker de elementos menores que muestra la composición de las unidades del Batolito Universidad..... 59

Figura 4.6. Diagramas Harker de elementos trazas expresados en ppm vs SiO_2 wt%, expresados en ppm. 61

Figura 4.7. Diagrama Spider de multielementos normalizado a N-MORB (*Sun and McDonough* 1989). Cada línea representa las concentraciones promedio de los elementos de multielementos correspondiente a cada unidad interna del Batolito Universidad..... 62

Figura 4.8. Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (Taylor Y McLennan, 1985). Cada línea representa las concentraciones promedio de los elementos de tierras raras correspondiente a cada unidad interna del Batolito Universidad. 63

Figura 5.1. Gráficos cristalinidad del magma vs presión (equivalente a profundidad) para demostrar que la cristalinidad del magma tiende a estabilizarse a menores presiones, sobre todo a partir de los 3 km de profundidad (1 kbar), donde la cristalinidad actuaría como factor importante para que el magma no siga ascendiendo hacia la superficie. Elaboración propia.....	66
Figura 5.2. Relación de tamaño plutón con tiempo de formación. Extraído de De Saint Blanquat et al., (2011).....	67
Figura 5.3. Nuevo modelo de evolución magmática del Batolito Universidad. Elaboración propia.....	69
Figura 5.4. Gráficos cobalto versus elementos trazas para evaluar elemento conservativo.....	71
Figura 5.5. Diagrama de plagioclasas correspondientes a muestras de unidades internas del Batolito Universidad.....	72
Figura 5.6. Diagrama PER de feldespatos correspondientes a muestras internas del Batolito Universidad.....	72
Figura 5.7. Diagrama PER control plagioclasas y clinopiroxeno correspondientes a las muestras internas del Batolito Universidad.....	73
Figura 5.8. Gráficos que representan modelo de evolución de las muestras del Batolito Universidad. a) modelo corrido en <i>software Melts</i> con 2% de H ₂ O inicial y 2 kbar a partir de composición intermedia de SiO ₂ . b) modelo corrido en <i>software Melts</i> con 1,5 % de H ₂ O inicial y 2 kbar a partir de composición básica de SiO ₂	76
Figura 5.9. Gráfico de masa de minerales vs temperatura, en donde se puede apreciar la secuencia de cristalización a medida que va disminuyendo la temperatura del fundido. Secuencia de minerales modelo A.	77
Figura 5.10. Gráfico de masa de minerales vs temperatura, en donde se puede apreciar la secuencia de cristalización a medida que va disminuyendo la temperatura del fundido. Secuencia de minerales modelo B.	78

Figura 5.11. Gráficos con las condiciones ideales para la cristalinidad efectiva, correspondiente a las siguientes condiciones iniciales del magma 1,5% h₂o, 2 kbar y 56 wt. % SiO₂. A) gráfico de masa de minerales vs temperatura, donde se destaca la formación de minerales como cuarzo, feldespato potásico y biotita a los 850 °C. b) gráfico de temperatura vs wt% de SiO₂, donde se destaca que a 850°C existe 67 wt% de SiO₂. C) gráfico de cristalinidad vs temperatura, donde se destaca que la cristalinidad efectiva comienza a los 850 °C. D) gráfico de cristalinidad vs SiO₂, donde la cristalinidad efectiva comienza a los 67 wt% de SiO₂. 82

Figura 5.12. Diagrama PER anortita-albita. 82

Figura 5.13. Tendencias que presentan los minerales al fraccionarse, donde se destacan los minerales como clinopiroxeno y hornblenda, extraído de Rollinson (1993). 83

SOLO USO ACADÉMICO

Tabla de Figuras.

Tabla 1. Resumen características mineralógicas y texturales de los diques presentes	53
Tabla 2. Variables del Batolito Universidad utilizadas en los modelos de evolución de cristalinidad durante el ascenso isothermal del magma, realizados mediante el software <i>Rhyolite-MELTS</i> . Elaboración propia.	65
Tabla 3. Equivalencias numéricas de la presión (kbar) con respecto a la profundidad (km).	66
Tabla 4. Composición del magma parental para modelo A y modelo B.	74

1 Introducción.

El presente trabajo propone estudiar las características internas del Batolito Universidad (BU), tales como la definición de su forma, sus relaciones de contacto internas y presencia de estructuras magmáticas. Este intrusivo Mioceno presenta litologías que varían de cuarzo monzodiorita a granodiorita, el cual está emplazado en la corteza superior, ubicado en la Cordillera Principal de Chile central (Cachapoal; 34°20'60" S, 70°23'23" O). La finalidad del presente trabajo es proponer un modelo evolutivo del Batolito Universidad con énfasis en la construcción de espacio y procesos magmáticos propios del reservorio que este representa, basado en estudios petrográficos y geoquímicos, caracterizando sus variaciones internas y realizando modelos termodinámicos.

1.1 Formulación de problemática.

1.1.1 *Transporte de magma en la corteza y construcción de reservorios de magma.*

La mayoría de los magmas se generan tanto en el manto superior como en la base de la corteza inferior (Wilson, 1989). Una vez formados, el siguiente proceso en su evolución es su separación mecánica de la roca debido a la menor densidad respecto al material que los rodea y que en definitiva ocasiona su ascenso hacia niveles superiores de la corteza (Cebriá y López-Ruiz, 1994; Cruden, 1998). Durante este proceso, el magma se enfría y se diferencia y, en ocasiones, se acumula en reservorios más superficiales, donde puede solidificarse totalmente, formando plutones, o continuar su ascenso hacia la superficie, provocando erupciones volcánicas (Martí y Forch, 1999).

En general, el magma asciende a niveles superiores en forma de grandes bolsas o a través de fracturas, dependiendo del estado de las rocas hospedantes por las cuales se transporta, ya sea en estado dúctil o frágil (Clemens y Mawer, 1992; Cruden y Launeau, 1994). Los magmas emplazados en un ambiente dúctil muestran evidencia de componentes de desplazamiento lateral y vertical de las rocas de la pared, mientras que los emplazados en ambientes frágiles solo pueden haber involucrado la traslación vertical (Cruden, 2008).

El mecanismo de emplazamiento se entiende como un proceso en el que el magma se hace espacio en la corteza hasta que termina de enfriarse, incluyendo los procesos de diferenciación magmática e inyección de pulsos de magma. Los mecanismos de

construcción de espacio son principalmente: diapirismo, *ballooning*, *stoping* y propagación de fractura, los cuales se explican a continuación:

El **diapirismo** (Figura 1.1) implica el ascenso de cuerpos magmáticos como una gran masa que adquiere una geometría de gota invertida, lo que es posible debido al contraste de densidad entre el magma y su roca encajonante. Este proceso puede ser efectivo en el manto o en la corteza inferior, donde el medio se deforma dúctilmente (Peña-Alonso, 2014; Toselli, 2010). En cambio, el mecanismo denominado **ballooning** (Figura 1.1) corresponde a la expansión radial de la cámara magmática, por adición de magma desde la profundidad. Este mecanismo puede comprimir físicamente las paredes, forzándolas a apartarse, produciendo una aureola de deformación (Toselli, 2010). Por su parte, **stoping** (Figura 1.1) corresponde al ascenso magmático en ambientes frágiles, donde a medida que asciende el magma, se va fracturando y calentando la roca caja, lo que genera espacio para que siga ascendiendo el magma, incorporando fragmentos de la roca hospedante (xenolitos; Toselli, 2010). Y, por último, **propagación de fracturas** (Figura 1.1) donde el emplazamiento del magma ocurre gracias al continuo incremento en el volumen del magma por descompresión. A diferencia del diapirismo, la propagación de fracturas permite una transferencia rápida de magma y el establecimiento de una red de estructuras que vuelve permeable a la corteza y que facilita el ascenso (Clemens & Mawer, 1992; Peña-Alonso, 2014). Cabe destacar que, durante el emplazamiento magmático, puede actuar más de un mecanismo de transporte (Clemens y Mawer, 1992; Marsh, 1984; Miller et al., 1988).

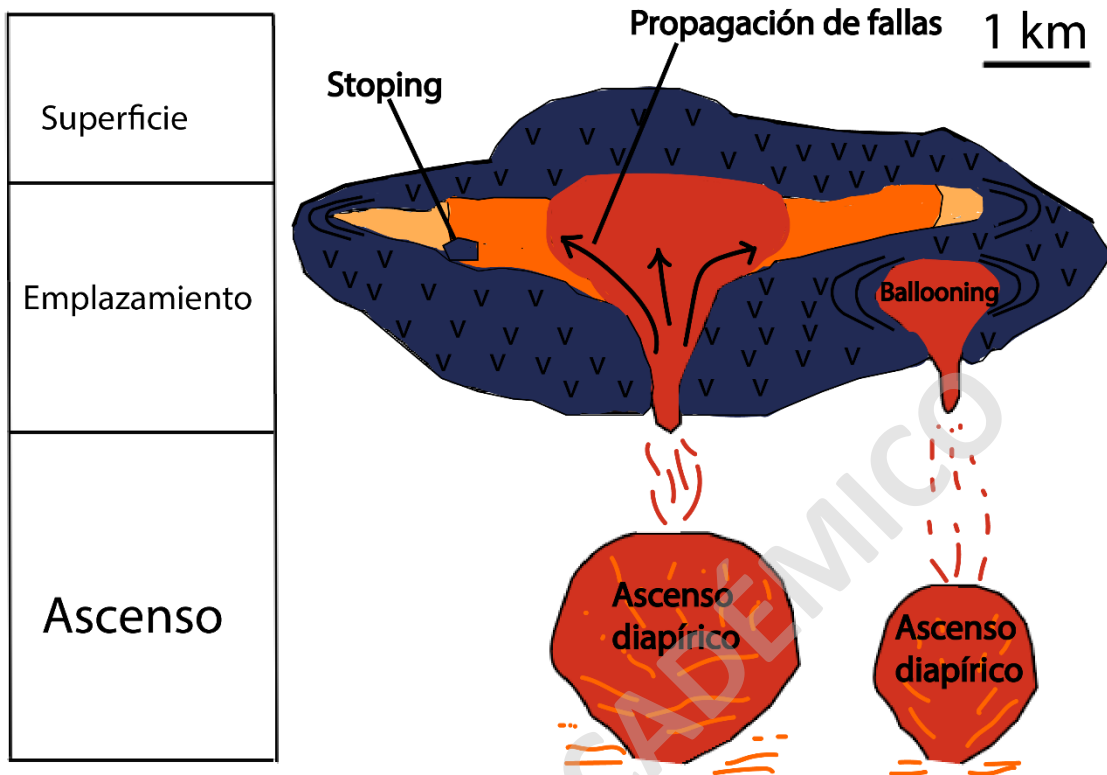


Figura 1.1. Esquema que muestra los diferentes tipos de emplazamientos magmáticos, se observa diapirismo, ballooning, stoping y propagación de fracturas. Elaboración propia.

1.1.2 ¿Cómo se diversifican composicionalmente los intrusivos en la corteza superior?

Los reservorios magmáticos superficiales son los que se encuentran alojados en la corteza superior, a unos pocos kilómetros de la superficie (<10 km), y generalmente están relacionados a magmas viscosos, con composiciones intermedias a silíceas (Llambías, 2001). Para formar y mantener un reservorio magmático de grandes dimensiones, se debe mantener una tasa de aporte de magma continuo en el tiempo que proveerá el calor y el material para que el reservorio pueda crecer, se mantenga fundido y en evolución. (De Saint Blanquat et al., 2011; Muñoz, 2011). Los reservorios magmáticos, experimentan procesos que alteran su composición química mediante distintos mecanismos, los cuales hacen posible la evolución magmática.

Los reservorios magmáticos, durante su ascenso y emplazamiento hacia zonas superficiales, suelen experimentar procesos que alteran su composición química mediante distintos mecanismos de diferenciación magmática. Varios son los mecanismos de

evolución de los magmas, entre los cuales se distinguen aquellos en que la evolución se realiza a partir del propio magma (cristalización fraccionada) y aquellos procesos de mezcla en los que el magma es el resultado de su contaminación con rocas (asimilación de rocas) u otros líquidos de contrastada composición (mezcla de magmas) (Cebriá & López-Ruiz, 1994).

Uno de los procesos más frecuentes de diferenciación magmática es la **cristalización fraccionada** (Figura 1.2) que corresponde a la separación de cristales mediante el asentamiento gravitacional. Las tasas de sedimentación dependen del tamaño del cristal, la viscosidad del líquido y el contraste de densidad entre el líquido y el cristal. A medida que va descendiendo la temperatura, van cristalizando los minerales que tienen mayor punto de solidificación, y por su densidad van depositándose en el fondo del reservorio magmático, quedando una fase líquida residual que va cambiando su composición a medida que va pasando el tiempo, hasta que se cristaliza todo el fundido por completo (Wilson, 1989).

Además, el cuerpo magmático puede variar su composición a través de **asimilación de roca hospedante** (Figura 1.2). Este proceso puede operar durante el ascenso, a través de la corteza superior, donde las rocas son frágiles, lo genera la posibilidad de que estos fragmentos de la roca hospedante entren en contacto con el magma (ej. paredes del conducto volcánico o cámara magmática), siendo extraídos, incorporados y fundidos en el magma. El calor requerido para la fusión proviene del mismo magma, por lo que, generalmente, solo una cantidad limitada de roca puede ser asimilada (Herrera, 2020). Otro proceso de diferenciación magmática es la **mezcla de magmas** (Figura 1.2). Este proceso se produce cuando un magma es intruido por otro, los cuales, una vez combinados, el flujo convectivo puede agitar los dos magmas y generar una mezcla con una composición diferente a cualquiera de los magmas originales (Herrera, 2020). En caso de que los magmas no sean similares en composición, estos no logran mezclarse, provocando una inmiscibilidad magmática (**mingling**) (Cebriá y López-Ruiz, 1994).

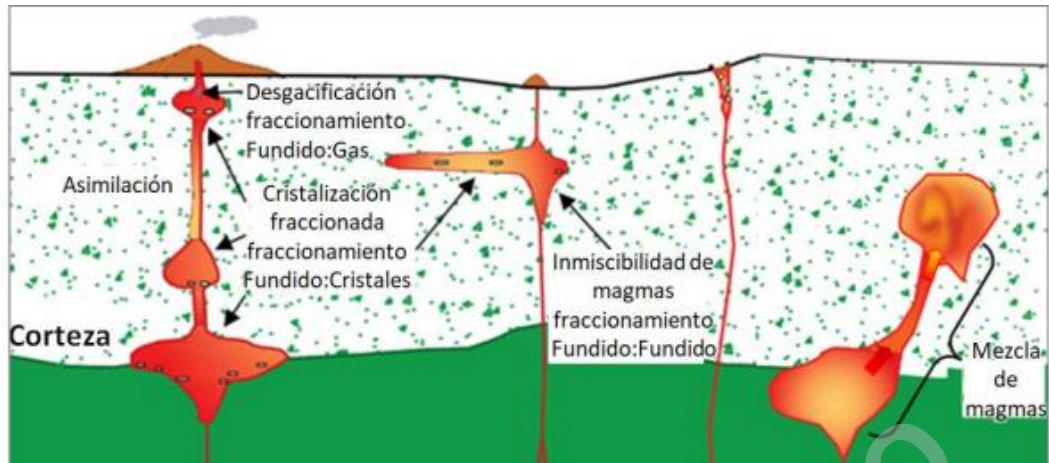


Figura 1.2. Esquema que muestra procesos de diferenciación magmática. Extraído de Altgrassi (2020).

En los reservorios magmáticos también se puede presentar un proceso denominado **convección interna** (Figura 1.3), correspondiente a un movimiento de masa dado por diferencias de densidad. Este fenómeno genera celdas convectivas que van desplazando la masa que va adquiriendo temperatura, haciéndose más liviana y ascendiendo, para posteriormente, descender y enfriarse (Toselli, 2010). Cuando se enfría lo suficiente, genera frentes de solidificación, en las paredes de los reservorios magmáticos, lugar en donde se forman los cristales y el fundido caliente restante queda alojado en el núcleo del reservorio, volviéndose progresivamente más rico en sílice debido a la actuación de los procesos de diferenciación magmática (Marsh, 2006).

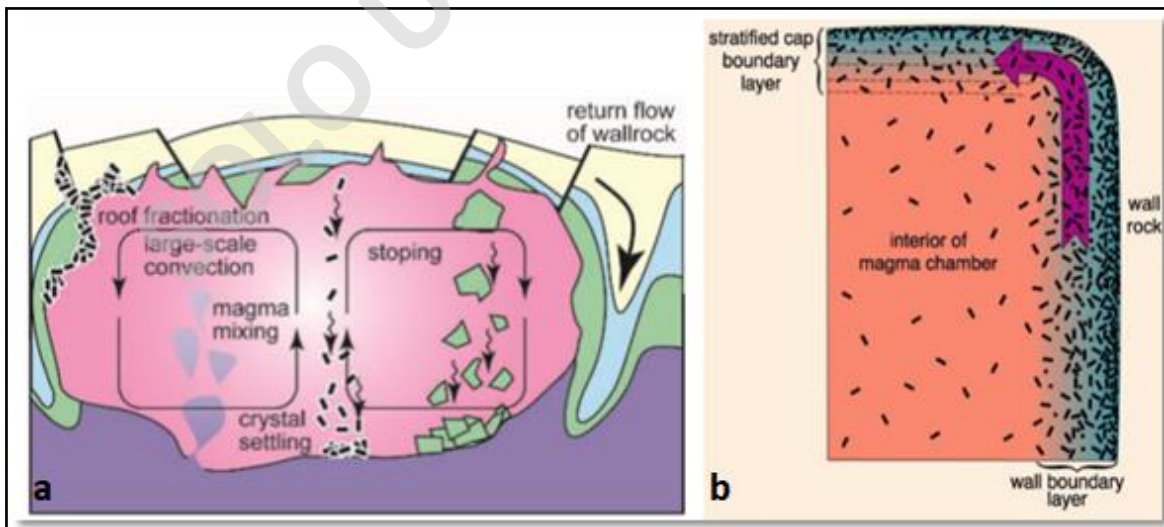


Figura 1.3. Mecanismo de diferenciación magmática: Convección. a) se muestran celdas convectivas dentro de un reservorio magmático. b) En celeste se observan bordes de reservorio magmático, lo cual en este caso

representa frentes de solidificación la flecha indica la dirección de fluído y cristales, por mayor densidad ascienden hacia el techo del reservorio. Extraído de Glazner et al (2004).

Los procesos que controlan la diversificación composicional de los magmas se pueden registrar tanto en las rocas volcánicas como en las rocas intrusivas (Marsh, 2006; Martí & Forch, 1999). En particular, los cuerpos intrusivos son evidencia de la existencia de los reservorios de magma emplazados en la corteza, por lo que estudiar el registro plutónico es fundamental para comprender los procesos que controlan la construcción y enfriamiento de reservorios de magma, y de esta forma, acceder al registro de procesos de diferenciación y diversificación magmática que ocurren al interior de estos (Marsh, 1989). Existe debate acerca de la capacidad de estos reservorios para generar variabilidad magmática en la corteza superior (ambientes poco profundos y típicamente fríos) debido a que sufrirían enfriamiento rápido, y, por tanto, no tendrían el tiempo suficiente para llegar a formar magmas altamente evolucionados (Costa, 2010; Paterson et al., 2016). En consecuencia, se cuestiona la posibilidad de que exista diferenciación magmática en reservorios someros, entonces para dilucidar esto, se necesita comprender los procesos internos de los reservorios junto con la modificación de la corteza terrestre, lo cual se puede explicar a través de evidencias petrográficas, geoquímicas, estructurales o modelación numérica (Aravena et al., 2017; Glazner et al, 2004; Marsh, 2006).

Los plutones se clasifican como *stock* cuando presentan exposiciones areales menores a 100 km², mientras que un intrusivo que supera dicha exposición areal se denomina batolito, los cuales suelen estar zonados (Llambías, 2001). La zonificación en plutones ha sido interpretada como resultado de procesos que operan a nivel cortical, como por ejemplo cristalización fraccionada y/o mezcla de magmas. Sin embargo, para plutones ensamblados este tipo de procesos no explicaría la zonificación, sino que se justificaría a través de la diferencia composicional entre ellos (Glazner et al., 2004). Estas zonaciones se evidencian a través de diferencias mineralógicas, composicionales y/o texturales, las cuales se pueden presentar de forma vertical, lateral (Figura 1.4) o concéntrica. Existen dos tipos de zonación: normal e inversa. Los intrusivos con zonación normal (Figura 1.5) se caracterizan por presentar bordes más básicos y los núcleos más silíceos. En tanto, los intrusivos con zonación inversa presentan los bordes más silíceos y los núcleos más básicos (Gray et al., 2008; Llambías, 2001).

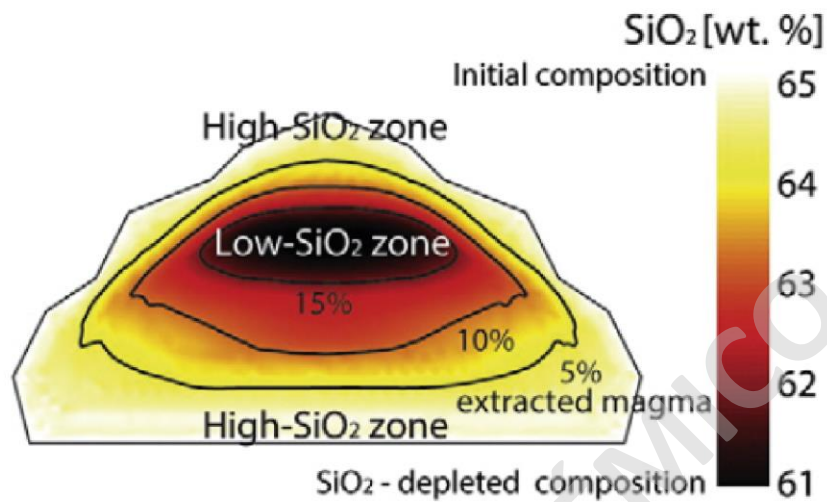


Figura 1.4: Ejemplo de plutón zonado vertical y lateralmente. Se muestran variaciones mineralógicas del plutón La Gloria, correspondiendo a un perfil esquemático SW-NE del plutón La Gloria mostrando sus zonaciones laterales y verticales (UL=nivel superior, ML=nivel medio, LL=nivel inferior, BZ=zona de borde). Extraído de Aravena et al. (2017).

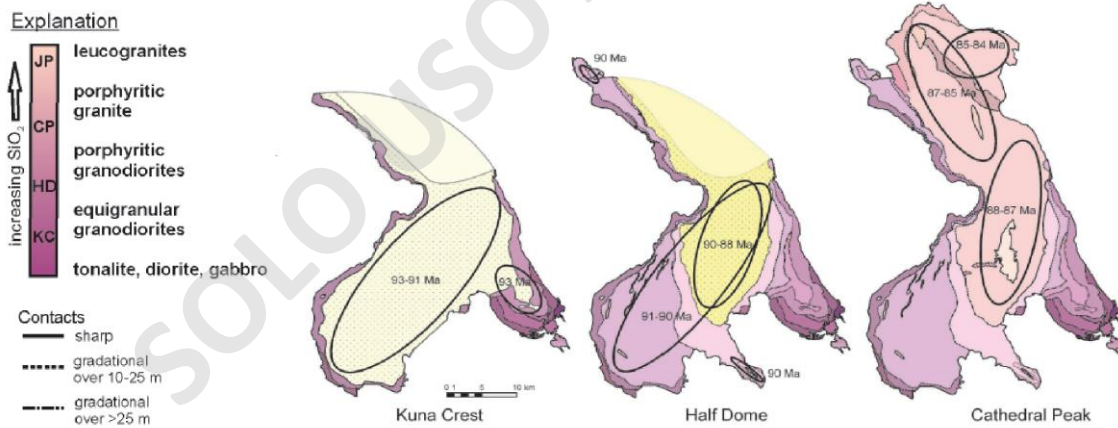


Figura 1.5. Ejemplo de plutón zonado normal. Esquema muestra de izquierda a derecha la interpretación del enfriamiento del Batolito Tuolumne, Sierra Nevada, EEUU (Paterson et al., 2016).

¿Cómo se construyen los intrusivos zonados? ¿Cuáles son los mecanismos físicos y químicos que permiten la zonación? Para responder esto, autores como Bachl et al., (2001), Coleman et al., (2004) y Paterson et al., (2016) sugieren distintos mecanismos de

formación. Una de las opciones es que los intrusivos zonados se originan de forma incremental, es decir, distintos pulsos magmáticos de diferente composición ascienden en distintos períodos de tiempo, acumulándose gradualmente y quedando ensamblados *in situ*, sin una interacción ni diferenciación importante en el nivel de emplazamiento. Por otra parte, existe la posibilidad que intrusivos zonados se generen de forma ininterrumpida en un reservorio magmático que crea distintas litologías gracias a la ocurrencia de procesos de diferenciación magmática. Aravena et al., (2017) postula que la zonación de un cuerpo plutónico se puede desarrollar por el enfriamiento y cristalización de un reservorio de magma convectivo, el cual, al bloquearse reológicamente, limita la convección, hasta un punto que se forma un *MUSH* (puré cristalino cuya alta viscosidad no permite la convección). Luego desde este se forman canales de material diferenciado que extraen el material hacia los bordes del reservorio, quedando un centro con acumulación de cristales y una composición más básica (Aravena et al., 2017).

Para dilucidar los procesos de diferenciación y emplazamiento magmático que actúan durante el desarrollo de los plutones, se debe buscar evidencia petrográfica y geoquímica. Dentro de las evidencias petrográficas, se debe tener en cuenta el tipo de contacto y la existencia de estructuras magmáticas. Cuando existen enclaves con evidencias de metamorfismo y preservación de estructuras primarias como foliaciones y estratificación, junto con contactos irregulares entre la roca caja y el intrusivo, indican procesos de *stoping* como uno de los principales procesos de diferenciación magmática (Paterson et al., 2016; Suzaño et al., 2015). Por su lado, las evidencias que demuestran que ha ocurrido cristalización fraccionada se reconocen cuando se presenta una capa inferior de cúmulos de cristales y otra capa superior de cristales no aglomerados con una composición más evolucionada (Annen et al., 2006). A su vez, las evidencias que ayudan a interpretar que ha ocurrido convección interna son las siguientes: los contactos internos entre las unidades suelen estar trucados y existencia de estructuras magmáticas (Figura 1.6) donde los contactos trucados indican retrabajo y erosiones magmáticas locales. Ejemplos de estas estructuras son las capas de *schlieren*, tubos estacionarios y migratorios, diapiros, canales, cabeza de pluma termal y tuberías (Figura 1.7; Paterson et al., 2016; Paterson, 2009).

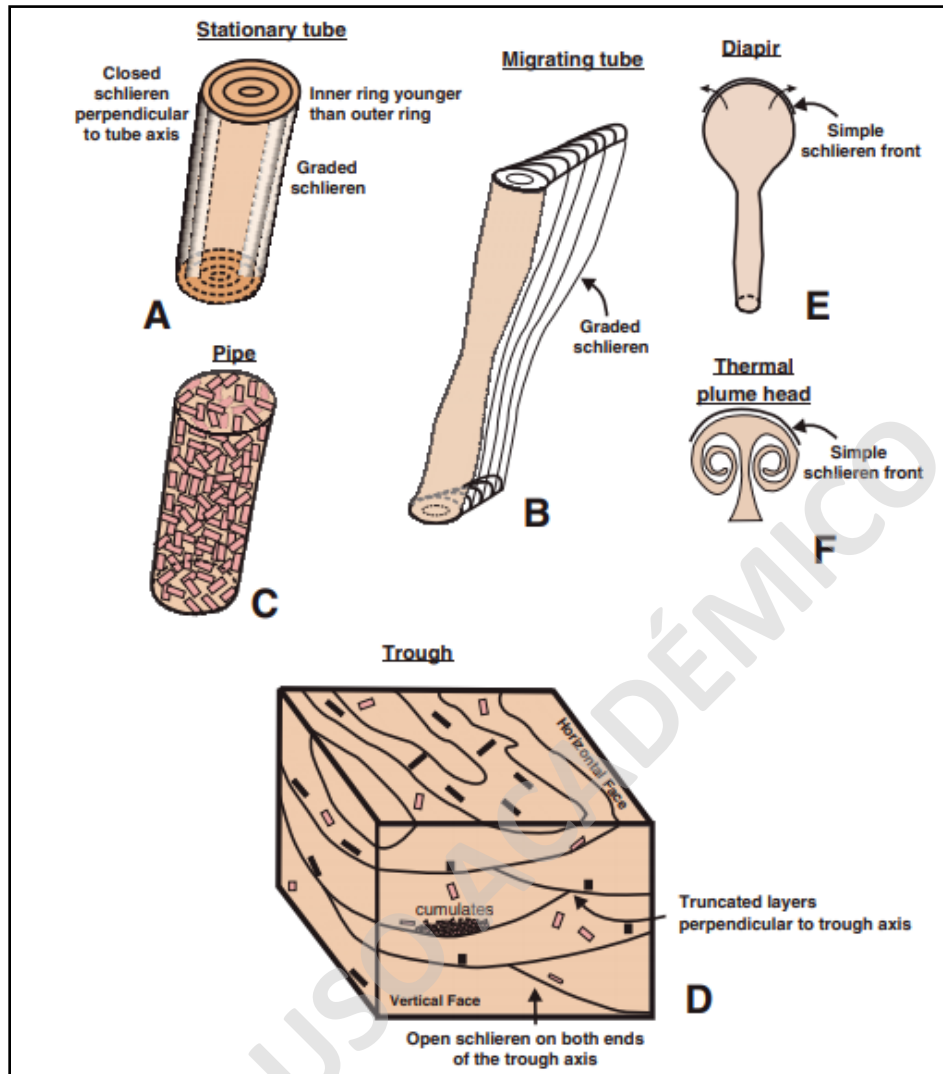


Figura 1.6. Estructuras magmáticas (A) Tubos estacionarios (B) Tubos migratorios (Figs. 4 y 5). (C) Tuberías (D) Canales (E) Diapiros (F) Cabezas de pluma. Extraído de Paterson, (2009).

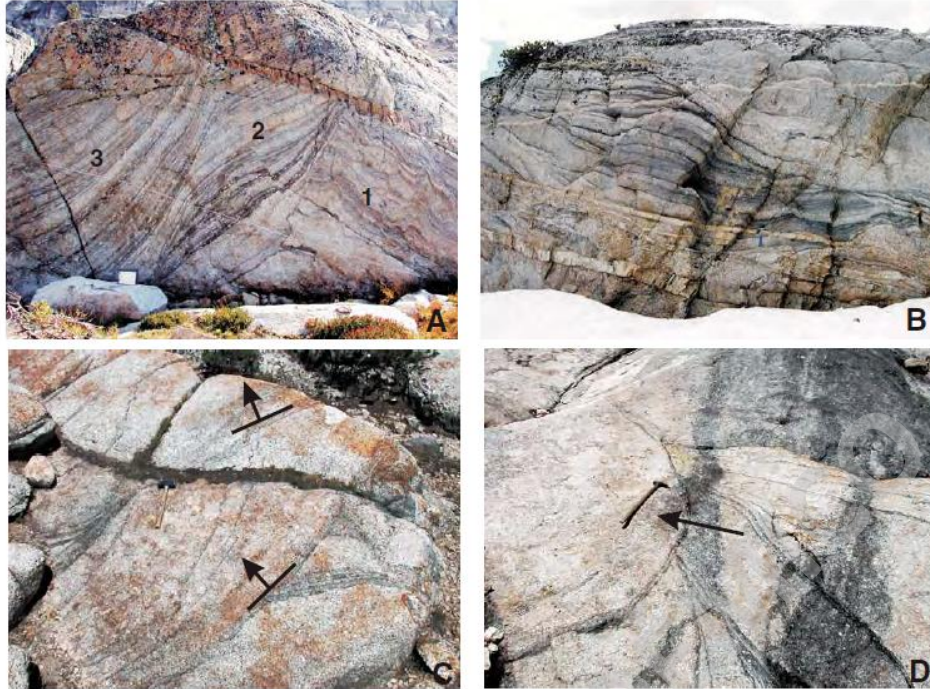


Figura 1.7. Se observan los truncamientos de las capas de schlieren presentes en Batolito de Tuolumne (California). Estos truncamientos indican que la erosión de los canales más antiguos se produjo durante el flujo de magma en los canales más jóvenes seguido de una deposición. Extraído de Paterson, (2009).

Por su parte, las evidencias geoquímicas de procesos de diferenciación magmática como la cristalización fraccionada se obtienen a partir del estudio de las variaciones composicionales de las unidades del sistema magmático combinado con el estudio del comportamiento de los elementos mayores y trazas (Figura 1.8), y cómo estos se distribuyen entre las fases sólidas y fundida a medida que le magma se enfría y diferencia.

Elemento	Uso como indicador petrogenético
Ni, Co, Cr	Elementos altamente compatibles. El Ni y Co, se concentran en el olivino, el Cr en la espinela y clinopiroxenos. Altas concentraciones indican fuente mantélica, fraccionamiento limitado o acumulación de cristales.
V, Ti	Ambos muestran fuerte fraccionamiento en los óxidos de Fe – Ti. Si ellos se comportan en forma diferente, el Ti fracciona en una fase accesoria, tal como titanita o rutilo.
Zr, Hf	Elementos muy incompatibles que no sustituyen fases en los silicatos mayores (aunque pueden reemplazar Ti en la titanita o rutilo). Altas concentraciones implican un enriquecimiento en la fuente o una vasta evolución líquida.
Ba, Rb	Elementos incompatibles que sustituyen al K en las micas, feld-K u hornblenda. El Rb sustituye menos en la hornblenda, que en las micas y el feld-K, así que la relación K/Ba permite distinguir estas fases.
Sr	Sustituye al Ca en las plagioclasas (pero no en las piroxenas) y en menor extensión al K en los feld-K. Se comporta como elemento compatible a baja presión donde la plagioclasa se forma tempranamente, pero actúa como elemento incompatible a alta presión donde la plagioclasa es poco estable.
REE	Tienen muchos usos para modelar la evolución de un líquido. El granate acomoda más a las HREE que a las LREE, y en ortopiroxenos y hornblenda tienen menos desarrollo. La titanita y plagioclasa acomodan más LREE, Eu^{+2} es fuertemente particionado en la plagioclasa.
Y	Comúnmente incompatible. Fuertemente particionado en granate y anfíbol. Titanita y apatito también lo concentran. Así que su presencia puede ser significativa.

Figura 1.8. Breve resumen de algunos elementos trazas utilizados en petrología ígnea y usados como indicador petrogenético. Según Green (1980).

Los patrones geoquímicos lineales suelen interpretarse como evidencia de **mezcla** de magmas (Figura 1.9; Mella, 2008). En cambio, cuando sucede **crystalización fraccionada** de diversas fases, se observa una relación no lineal (Figura 1.9; Mella, 2008). Como ejemplo se tiene al Complejo Intrusivo de Tuolumne donde la mezcla de magmas y cristalización fraccionada dieron como resultado la modificación composicional de los magmas involucrados en desarrollo de éste (Paterson et al., 2016). Si se tiene un conjunto de rocas relacionado por cristalización fraccionada, el cual presenta tendencias coherentes en diagramas de variación, se puede establecer el tipo de minerales que fraccionan. En general, las inflexiones en las tendencias indican el inicio de cristalización de un nuevo mineral o grupo de minerales o la salida de un mineral. Un ejemplo de esto es la inflexión en el centro del gráfico que se observa en la Figura 1.10 A debido a que el nuevo mineral que se fracciona es plagioclasa, donde antes sólo se estaba fraccionando olivino y piroxeno. Las inflexiones se observarán sólo para los elementos contenidos en el mineral (Gutiérrez, 2008). Si es que ocurre **desmezcla**, no existe relación lineal continua, ya que se generan gaps composicionales entre elementos, dependiendo de la compatibilidad de cada uno de ellos (Figura 1.9; Schaen et al., 2017). Un ejemplo de ello se evidencia en el complejo plutónico Huemul e la Zona Volcánica Sur de los Andes, Chile (Schaen et al., 2017).

Cuando los magmas son cogénéticos, los óxidos presentan correlaciones positivas o negativas bien definidas, que indican que los magmas han experimentado los mismos procesos petrogenéticos, tales como cristalización fraccionada, fusión parcial, mezcla de magmas o contaminación cortical (Hidalgo & Samaniego, 2009).

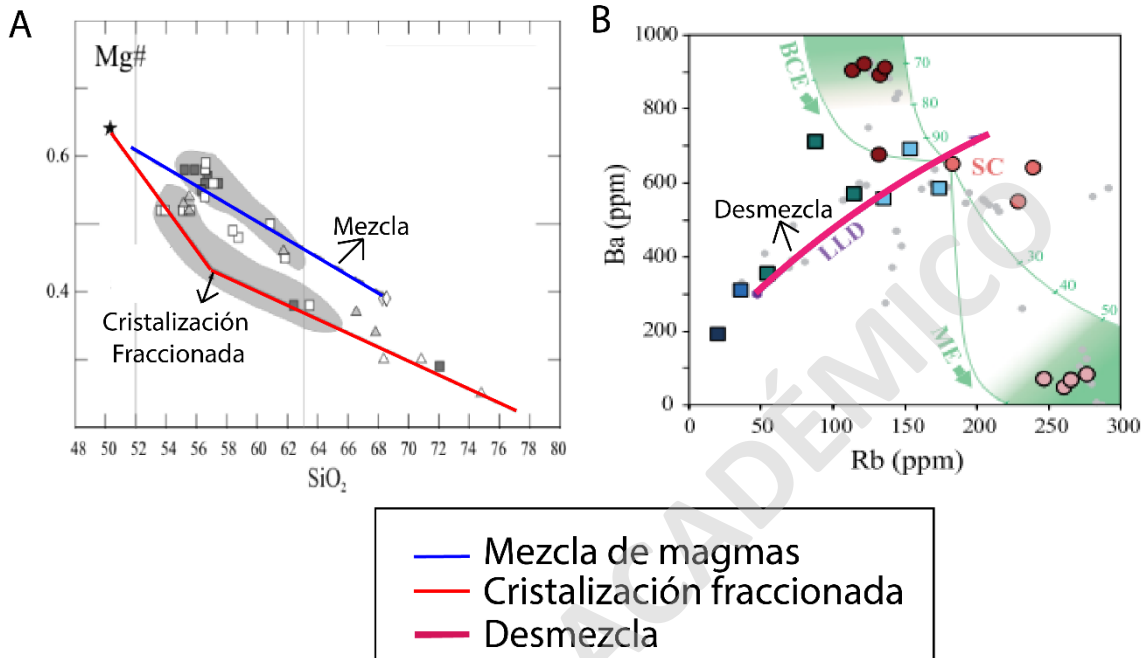


Figura 1.9. A) Tendencias geoquímicas de mezcla y cristalización fraccionada. El proceso de mezcla se caracteriza por presentar tendencias lineales y el proceso de cristalización fraccionada se caracteriza por presentar tendencias no lineales con inflexiones, donde las inflexiones se interpretan como un nuevo fraccionamiento. Extraído de Mella, (2008) B) Tendencias geoquímica de desmezcla, el cual se caracteriza por presentar tendencias no lineales debido a que las muestras se presentan en un gráfico de forma dispersa y espaciadas entre sí, sin un orden lógico. Extraído de Schaen et al., (2017).

Se debe tener en cuenta que la ocurrencia de los procesos anteriores depende de las escalas de tiempo de la construcción y enfriamiento del reservorio y escalas espaciales del sistema. Cuanto más grande el plutón, mayor será su tiempo de construcción, por lo tanto, se tiene más tiempo para desarrollar procesos de diferenciación magmática. De este modo, el estudio de un plutón de grandes dimensiones, el cual habría tenido más tiempo para evolucionar, favorecería la ocurrencia y registro de procesos de diferenciación magmática (Figura 1.10).

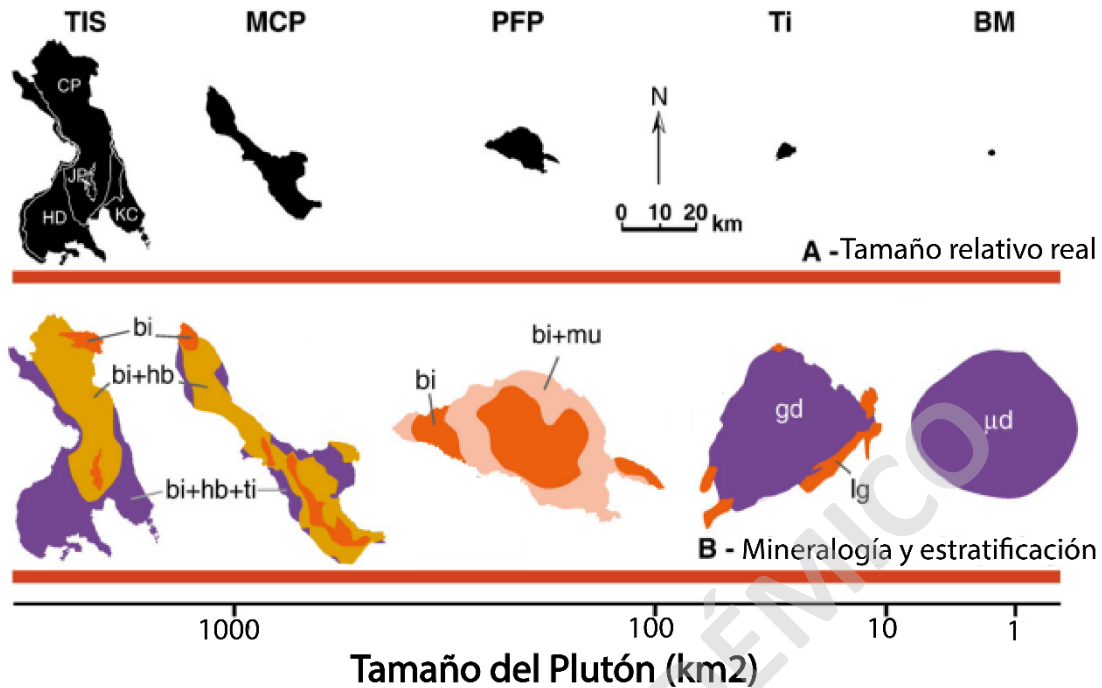


Figura 1.10. Comparación de tamaño con diversificación magmática del plutón, donde se observa que a mayor tamaño del plutón, se presenta mayor diversificación composicional. (A) Tamaño relativo real de los plutones. (B) Mapas de zonificación mineralógica a escala del plutón, los distintos colores representan los distintos minerales presentes en plutón. Extraído de De Saint Blanquat et al., (2011).

Sin embargo, el origen del espacio que ocupan los plutones es uno de los problemas que más discusión ha tenido en la historia de la Geología, debido a que la generación de espacio para los plutones en la corteza es similar al tamaño de ellos mismos, lo que plantea un problema de espacio, donde los mecanismos propuestos para solucionar este problema incluyen la asimilación de la roca caja y el *stoping*. Pero, aun así, el problema de espacio para el emplazamiento de los plutones es algo vigente, considerando que tal espacio se genera en un período de tiempo restringido (De Saint Blanquat et al., 2011; Peña-Alonso, 2014). En consecuencia, para resolver las interrogantes iniciales, se deben buscar evidencias en terreno. Lo que permitirá realizar un modelo evolutivo magmático, el cual también explicará cómo se generó el espacio suficiente para encajar entre las rocas albergadas en la corteza superior.

1.1.3 Plutonismo Cenozoico Chile Central y Batolito Universidad como caso de estudio.

Las rocas plutónicas del Mioceno de Chile central (32°- 35°S) se encuentran alojadas en la Cordillera de Los Andes, formando una franja alineada con orientaciones N-S y están emplazadas en rocas sedimentarias y volcánicas de las formaciones Abanico y

Farellones (Kurtz et al., 1997; V. Makshev, 2003; José Piquer et al., 2010). Esta franja de intrusivos está compuesta principalmente por granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas, cuyas edades decrecen hacia el este y varían entre 13 y 18 Ma (Kurtz et al., 1997; Villela, 2015).

En este grupo destacan el Plutón San Gabriel (SGP) y Plutón La Gloria (LGP) (Figura 1.11), ambos fueron emplazados durante el Mioceno en los Andes Centrales de Chile. Son dos cuerpos intrusivos félsicos ubicados 40 km al este de Santiago, que se emplazaron en secuencias volcano-sedimentarias de las formaciones Abanico y Farellones. Específicamente, LPG registra un patrón gradual de zonificación composicional, que muestra un interior relativamente más máfico, sin variaciones granulométricas significativas. En contraste, los cambios litológicos son abruptos en el Plutón San Gabriel, donde se reconocen al menos tres unidades (granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera), que varían en tamaño de grano (Payacán et al., 2015).

El Batolito Universidad, al igual que SGP y LGP, pertenece a la franja de intrusivos emplazados en el Mioceno en la Cordillera Principal de Chile Central. Ubicado en la Región del Libertador Bernardo O'Higgins a unos 40 km al sureste de Rancagua, específicamente en el Valle del Cachapoal. Se caracteriza por su gran tamaño ($>200 \text{ km}^2$). Su contacto con la roca de caja se encuentra bien definido, pero se presenta de manera irregular, generando múltiples intrusiones de diques y sills (Figura 1.12) y además de estructuras tipo *roof pendant*.

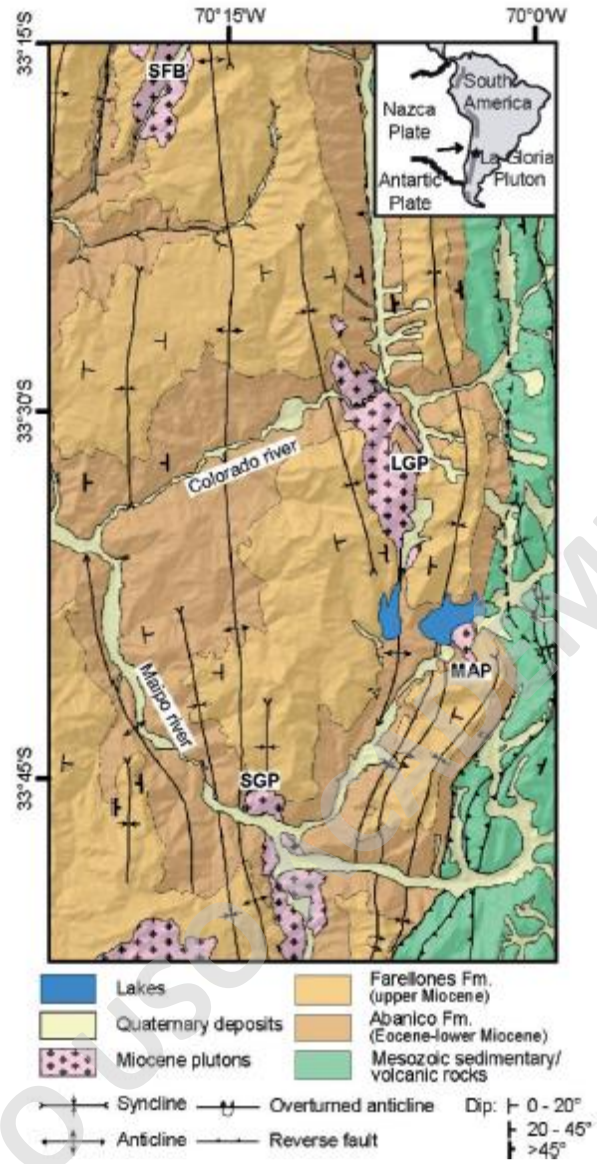


Figura 1.11. Mapa geológico y ubicación de los plutones La Gloria (LGP) y San Gabriel (SGP). Extraído de Payacán et al., (2015).

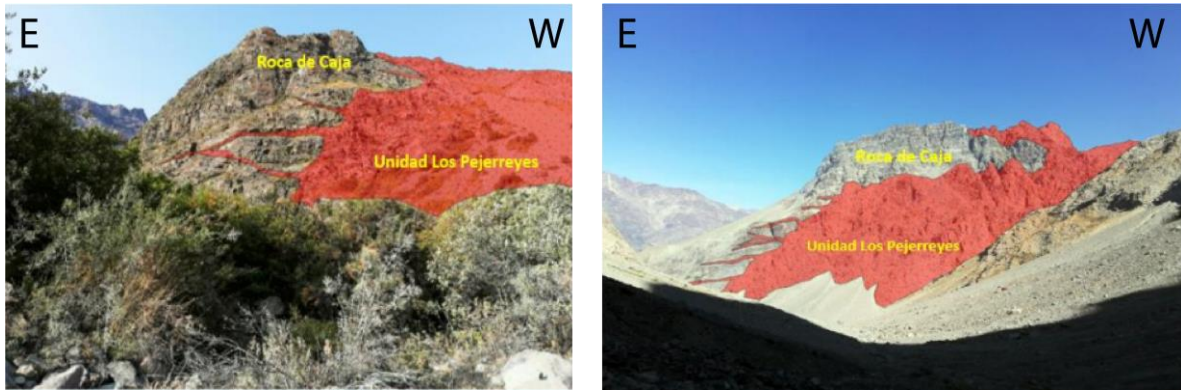


Figura 1.12. Contacto bien definido e irregular entre Unidad Los Pejerreyes y roca de caja, con múltiples sills. Foto tomada en la quebrada Cortaderal.

A partir del reconocimiento preliminar, se ha observado que el Batolito Universidad presenta zonación normal y lateral. Este estaría compuesto por 3 unidades litológicas, de oeste a este, variando de rocas cuarzo monzodioritas a monzogranitos. De oeste a este fueron definidas (Figura 1.13) como: Unidad La Cascada (cuarzo monzodiorita de anfíbol) intruida por diques félsicos; Unidad Cipresillos (monzogranito de biotita) con textura porfírica y Unidad Los Pejerreyes (granodiorita de biotita) con textura porfírica, donde estas últimas dos unidades presentan enclaves dioríticos. Los contactos entre estas 3 unidades litológicas son irregulares y bien definidos (Figura 1.14). Además, dos de las tres unidades se intruyen entre sí, disminuyendo su edad relativa de oeste a este, exceptuando la Unidad Cipresillos que no fue afectada por este comportamiento.

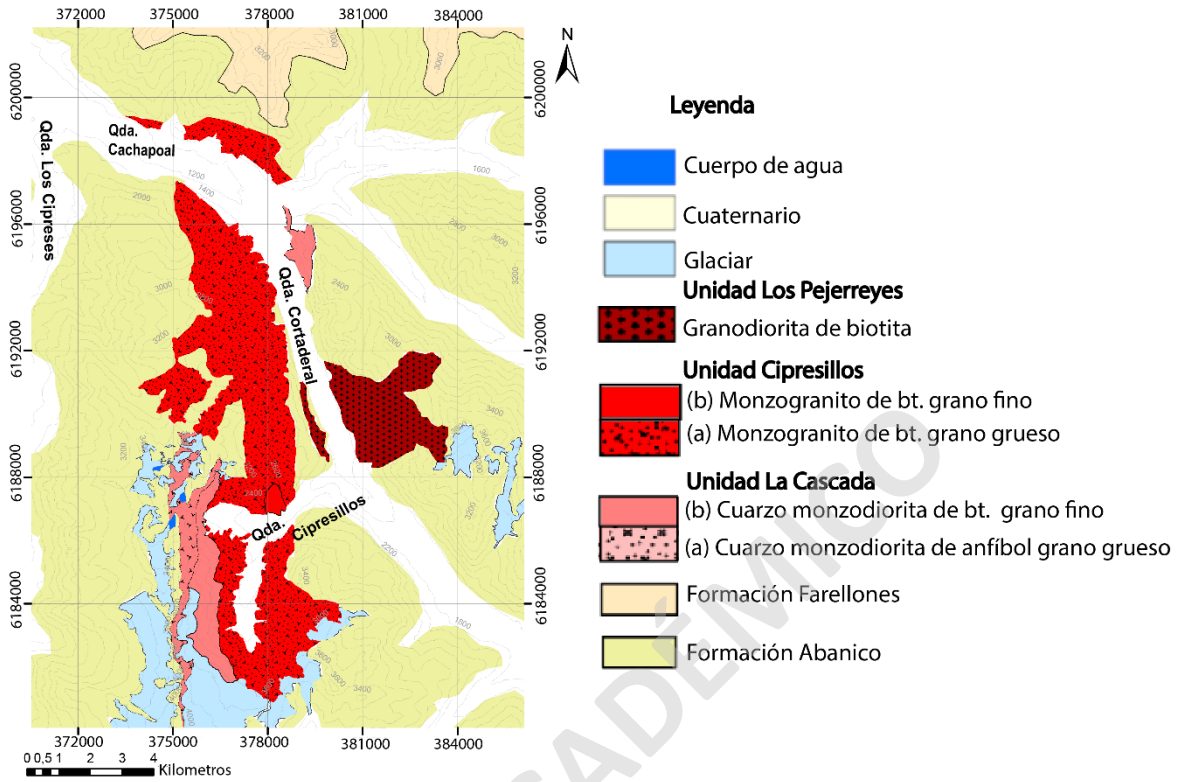


Figura 1.13. Mapa geológico del Batolito Universidad (1:120.000), generado a partir del trabajo realizado en terreno.



Figura 1.14. Contacto bien definido e irregular de Unidad Cipresillos con Unidad Los Pejerreyes. Se aprecia una serie de diques de la Unidad Cipresillos intruyendo en la Unidad Los Pejerreyes.

Se propone estudiar el Batolito Universidad para determinar su evolución magmática a través de su caracterización interna, y de esta forma presentar nuevos antecedentes con respecto a los intrusivos de la franja del Mioceno de Chile Central. Lo anterior considera también responder preguntas referentes a ¿cómo se generan los plutones: de forma incremental o en una gran cámara magmática? ¿Qué procesos de diferenciación magmática se hacen presentes en la formación de plutones? ¿Es posible que se genere un reservorio magmático en la corteza superior y que tenga el tiempo suficiente para generar variadas composiciones? Las interrogantes señaladas se consideran responder empleando metodologías que contemplan el análisis petrográfico y geoquímico, además de simulaciones geoquímicas.

1.2 Hipótesis de Trabajo.

Los contactos entre el Batolito Universidad y la roca caja son bien definidos y de carácter irregular. Dicha condición, junto con la presencia de las estructuras generadas como diques, *sills*, *roof pendant*, y la presencia de xenolitos, sugiere que el Batolito Universidad se habría emplazado en una roca de caja con comportamiento reológico frágil, probablemente mediante *stoping* magmático propio de niveles superiores de la corteza.

En esta investigación se hipotetiza que las unidades litológicas del Batolito Universidad, las que presentan contactos netos y truncadas entre sí, excepto la unidad Los Pejerreyes, serían cogenéticas. El Batolito Universidad representa un reservorio magmático formado a partir de un magma homogéneo (preservado principalmente en los bordes del intrusivo), el cual habría sufrido la formación de bordes fríos y rígidos (frentes de solidificación) y una zona interna convectiva. La zona interna, al quedar aislada termalmente y presentar mayores tiempos de enfriamiento, habría estado sometida a procesos de diferenciación interna caracterizados por la segregación de cristales más densos (máficos) en zonas inferiores (*eg.*, *crystal settling*, redistribución de fundidos residuales u otros). La convección interna de las unidades centrales del batolito habría favorecido el retrabajo de las unidades previamente cristalizadas, explicando los contactos truncados y la zonación normal y lateral.

1.3 Objetivos.

1.3.1 *Objetivo general.*

Proponer modelo evolutivo desde la construcción inicial junto con el mecanismo de emplazamiento hasta los procesos de diferenciación tardía involucrados en la formación del Batolito Universidad, al caracterizar su estructura interna.

1.3.2 *Objetivos Específicos.*

Caracterizar la geometría del Batolito Universidad, detallando su forma y sus relaciones de contacto internas y con la roca caja, a través de fotogeología y observaciones en terreno.

- 1) Definir las unidades magmáticas que componen al Batolito Universidad, utilizando criterios texturales y mineralógicos.
- 2) Determinar temporalidad relativa de las distintas unidades del Batolito Universidad, observando relaciones de corte entre unidades
- 3) Establecer mecanismo de transporte y diversificación composicional de la cámara magmática, a través de observaciones de estructuras magmáticas en terreno.
- 4) Identificar patrones de variación composicional internas del Batolito Universidad, realizando geoquímica de roca total.
- 5) Evaluar la relación petrogenética entre distintas unidades magmáticas, mediante simulaciones geoquímicas de la distribución de elementos mayores y traza.

1.4 Metodologías.

La Metodología de este trabajo está dividida en trabajo de terreno, análisis de laboratorio y simulaciones geoquímicas, que se explican a continuación:

1.4.1 *Terreno (objetivo específico n°1).*

El trabajo de terreno en la zona de estudio se realiza con el objetivo de obtener información geológica de la zona, aplicando las siguientes actividades

1.4.1.1 *Recopilación bibliográfica.*

Se ejecuta para contextualizar la Geología del área estudio, y que consiste en una investigación y análisis crítico de trabajos anteriores, recopilando información de geomorfología, descripción de formaciones geológicas, de geología estructural y evolución tectónica y estratigráfica.

1.4.1.2 *Fotogeología.*

Mediante el *software* ArcGIS 10.5 que trabaja con imágenes de *Base Map* a escala 1:25.000, las cuales se utilizan para un análisis de fotointerpretación del área de estudio, trazando el contacto del batolito con la roca caja, junto con trazar los contactos internos del batolito. Esta metodología se realiza a través de unificación de criterios que incluyen mineralogía modal, disposición espacial de afloramientos, morfologías y texturas. Además, se utiliza para confeccionar rutas de exploración, para planificar las actividades a desarrollar en terreno día a día con la finalidad de aplicar metodologías de levantamiento de información geológica.

1.4.2 *Levantamiento de información geológica (objetivo específico nº 3 y nº 4).*

Esta etapa consiste en extraer información litológica y estructural del área de estudio, recopilando muestras para su posterior análisis y descripción petrográfica. En esta labor se obtienen un total de 29 muestras de roca, de las cuales 20 muestras son de roca intrusiva (Figura 1.15), las cuales se recolectaron a lo largo de la quebrada Cortaderal y Cipresillos, en la zona del Valle del Cachapoal, situada en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins.

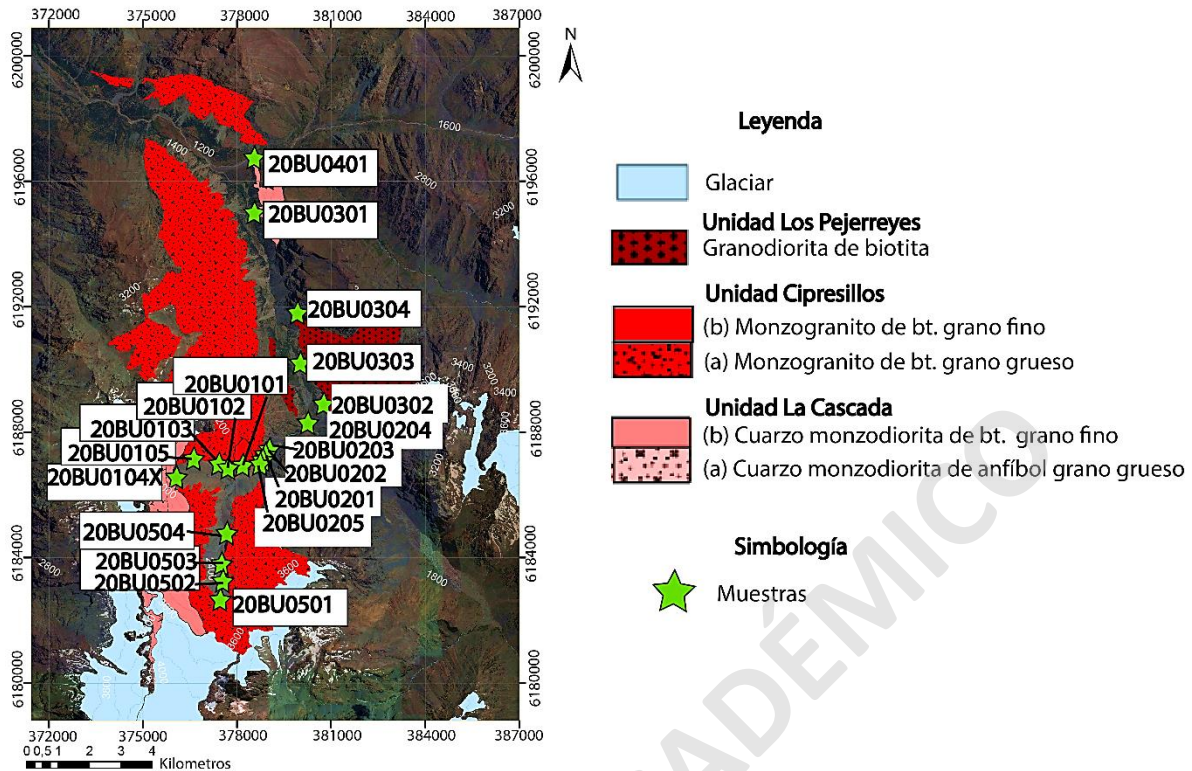


Figura 1.15. Mapa del área de estudio, con la ubicación de las muestras recolectadas.

Las actividades que se consideraron para realizar esta sección se describen a continuación:

1. Mapeo del batolito, incluyendo tanto sus unidades internas, así como también la roca caja, lo que retrata la forma del batolito y sus relaciones de contacto.
2. Recopilación de muestras de mano no orientadas del batolito y de la roca caja, para su posterior descripción petrográfica y geoquímica.
3. Documentación de estructuras magmáticas en el batolito que evidencian transporte y diversificación magmática (ejemplo: evidencias de que hubo frentes de solidificación a través de truncamiento entre capas lo que demuestra que ha ocurrido retrabajo o erosión por otros pulsos)
4. Documentación de estructuras de la roca caja.
5. Medición de datos estructurales que incluyen posibles pliegues y fallas.

1.4.3 Análisis de laboratorio.

1.4.3.1 Petrografía (objetivo específico nº 2).

En esta etapa se efectúa la descripción petrográfica de cortes transparentes de las muestras tomadas en terreno, usando un microscopio óptico en el Laboratorio de Microscopios de la Universidad Mayor. Este instrumento es marca Nikon, modelo Eclipse E200, cámara DS-U3. Se analizan un total de 20 cortes transparentes, que contemplan muestras de la roca caja y del batolito.

1.4.3.2 Geoquímica de roca total (objetivo específico nº 5).

Para identificar patrones de variación composicional internas del Batolito Universidad para ellos, se seleccionan 20 muestras para análisis geoquímico de roca total, las cuales son enviadas a Laboratorios Acme, en su sucursal de la ciudad de Vancouver, Canadá. Los análisis de roca total se realizan mediante Espectrometría de Emisión con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-ES) para elementos mayores y Espectrometría de Masa (ICP-MS) para elementos trazas.

1.4.3.3 Simulaciones geoquímicas (objetivo específico nº 6).

Para evaluar la relación petrogenética entre distintas unidades magmáticas, se utiliza el software *RYOLITE MELTS* (Ghiorso, 1998), que es una herramienta que permite hacer experimentos que apoyan el modelo conceptual desarrollado durante la investigación científica. Este programa fue desarrollado para resolver problemas genéticos relacionados con la diferenciación de magmas intermedios a ácidos. *RYOLITE MELTS* se utiliza para determinar secuencias de cristalización, simulando el fraccionamiento del magma, bajo una variedad de restricciones termodinámicas, como condiciones iniciales y finales de temperatura y presión, % de elementos de mayores y, % de H₂O, las cuales dan lugar a una determinada mineralogía. De esta forma es posible evaluar en qué condiciones se puede generar el magma con determinadas composiciones, a partir de un magma parental (Ghiorso & Sack, 1995; Payacán., 2020).

1.5 Ubicación y vías de acceso.

El Batolito Universidad se ubica en la región de Bernardo O'Higgins a unos 40 km al sureste de Rancagua, en la Cordillera de Los Andes. Se puede acceder por tierra mediante dos vías: (1) Siguiendo el valle del río Cachapoal, mediante las rutas H-255 y H-35 hasta la localidad de Coya donde se prosigue por la ruta H-265 hasta el sector de El Manzanar, donde se debe tomar el camino Paso las Leñas. (2) Desde la ciudad de Rancagua tomar la ruta H-29, hasta el sector de Machalí donde la ruta cambia a H-25, seguir por esta ruta hasta el control Maitenes Codelco – División Teniente donde se debe seguir por la ruta H-265 hasta el sector de El Manzanar, donde se deberá tomar el camino Paso las Leñas (Figura 1.16).

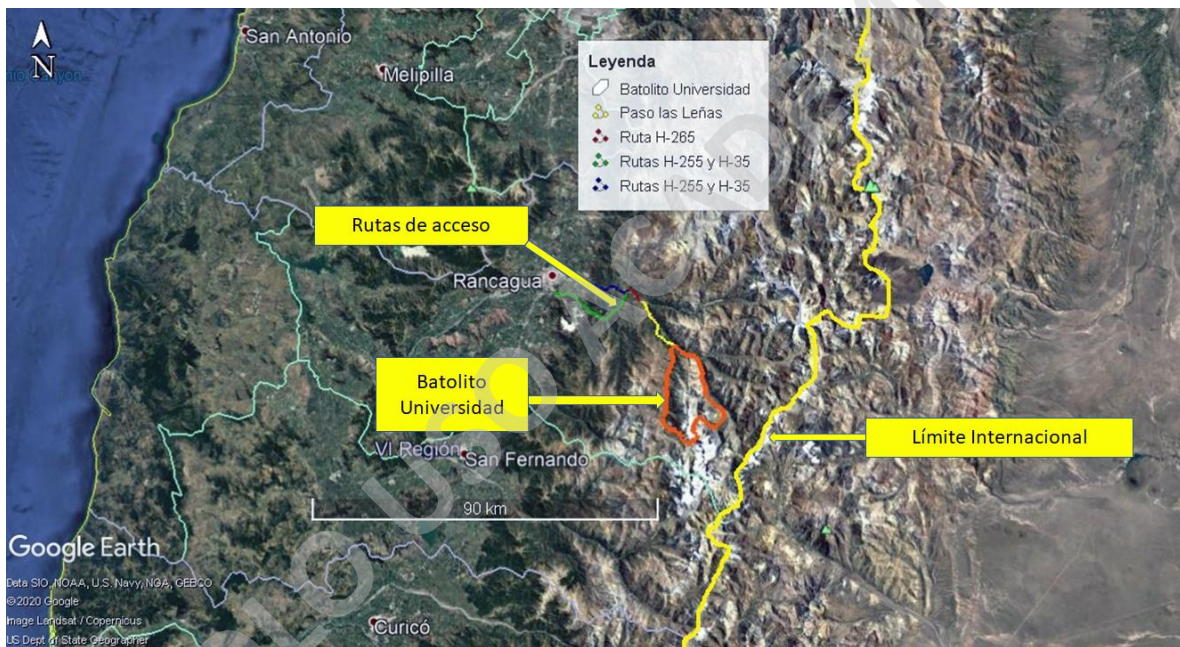


Figura 1.16. Mapa con las vías de acceso a la zona de estudio. Zona de estudio marcada con polígono gris y vías de acceso con líneas de colores. En azul se muestra la ruta H-29 y H-25. En verde, las rutas H-255 y H-35. En rojo, la ruta H-265. En amarillo, el camino Paso las Leñas. Extraído de Google Earth.

2 Antecedentes geológicos de la zona de estudio.

2.1 Contexto geodinámico.

Chile Central (32°-35°S) se ha caracterizado por la subducción de la corteza oceánica bajo la corteza continental desde el Jurásico Inferior hasta el presente, lo que ha condicionado distintos procesos geológicos como el magmatismo, ubicación del arco con respecto a la fosa, desarrollo de cuencas, y tectonismo (Coira et al., 1982; Fock, 2005; Mpodozis & Ramos, 1989). La placa de Nazca se desplaza en la zona central de Chile, en dirección N78°E (DeMets et al., 1994) con una velocidad promedio de aproximadamente 8 cm a⁻¹ (Gripp & Gordon, 2002).

La subducción de la dorsal Juan Fernández (Figura 2.1) controlaría la geometría de la placa subductada, la que se puede dividir en tres segmentos (Arriagada et al., 2013). Por un lado, al norte de los 33° S ocurre una subducción plana, sin volcanismo a lo largo del orógeno desde el Mioceno Medio. Entre los 33° S y 34° S se observa una zona de transición, reapareciendo el volcanismo, marcando el inicio del arco volcánico Holoceno, correspondiente a la zona volcánica sur de los Andes. Por otro lado, al sur de los 34° la subducción ya presenta las características típicas de una subducción tipo chilena (Arriagada et al., 2013; Farías et al., 2008; Giambiagi et al., 2003).

El segmento andino comprendido entre los 32° S y los 35° S muestra 5 unidades morfoestructurales principales (Figura 2.1), dispuestas en franjas orientadas norte - sur. De oeste a este estas son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Farías et al., 2008). Al norte de los 33° S, la Depresión Central desaparece, dando paso a una serie de cordones montañosos de baja altitud separados por valles que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa, con rumbo N-S de las estructuras mayores. Al sur de los 33° S el límite oriental de la Depresión Central es abrupta y marcada, limitado por la Cordillera Principal de los Andes, donde el rumbo de las estructuras mayores tiene orientación NNE-SSW (Farías et al., 2008; Fock, 2005).

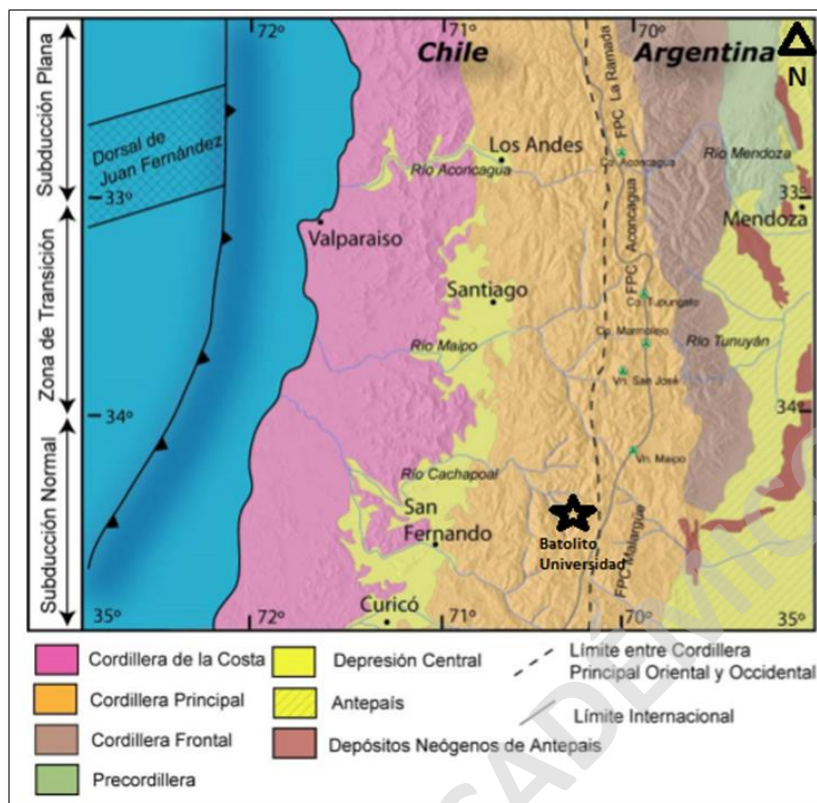


Figura 2.1 . Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° y 35° S. Extraído de Fock (2005).

2.2 Marco geológico: Mesozoico-Cenozoico de Chile Central (33-35°S).

La zona de estudio, ubicada en la Cordillera Principal, está compuesta por unidades que afloran principalmente como franjas orientadas N-S (Figura 2.2). Las rocas más antiguas son sucesiones sedimentarias marinas, volcánicas y clásticas continentales Mesozoicas (Formaciones Río Damas y Colimapu) (Mpodozis & Ramos, 1989). Sobreyaciendo a las unidades del Mesozoico se encuentran rocas pertenecientes al Eoceno superior a Mioceno que corresponden a las sucesiones volcanoclásticas continentales de la Formación Abanico y Formación Farellones (Klohn, 1960). Adicionalmente, existen depósitos continentales no consolidados tipo fluvial, aluvial, gravitacional, glacial o morrenas y remociones en masa, se encuentran ampliamente distribuidos en toda la zona (Jerez, 2007).

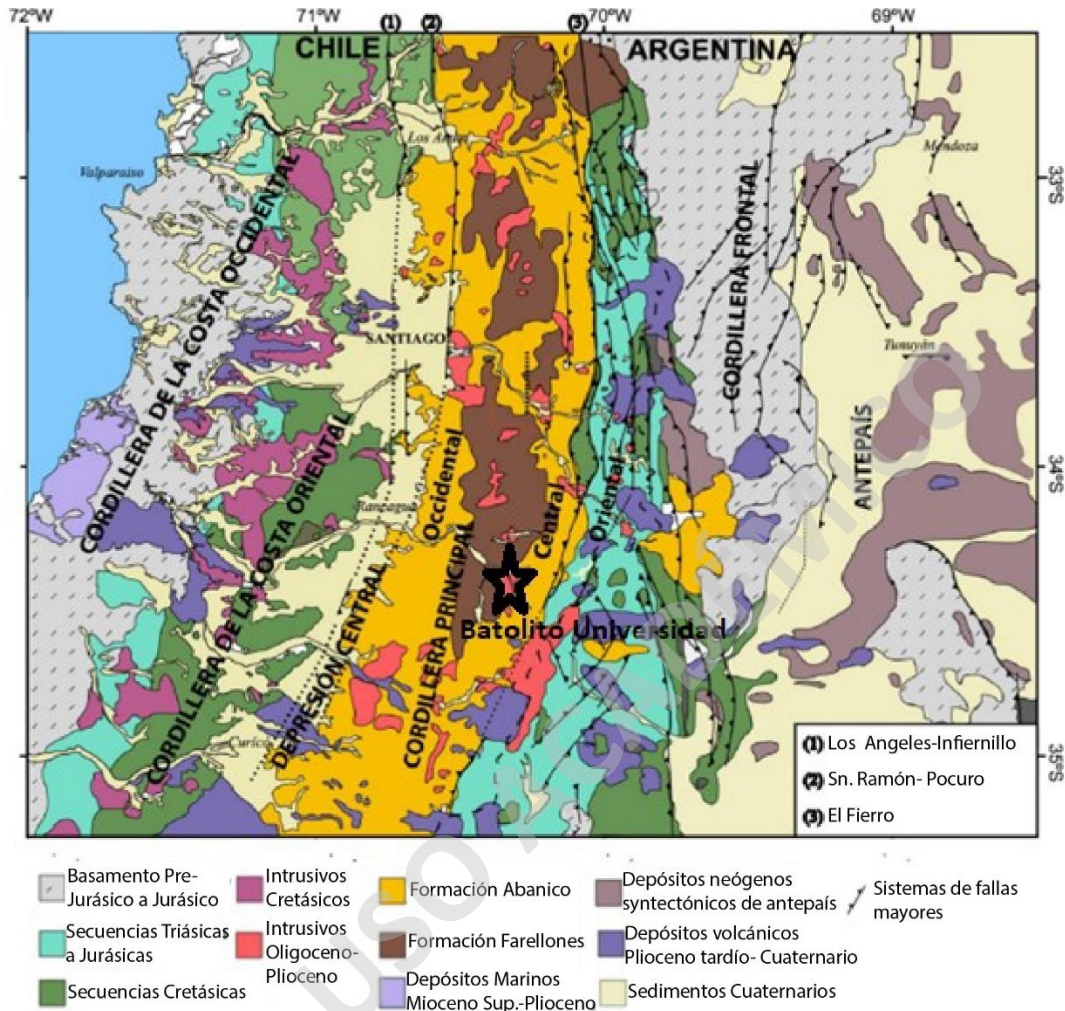


Figura 2.2. Mapa geológico generalizado de Chile Central entre 33° y 35° S. Se observan las principales unidades morfoestructurales de este a oeste: cordillera de la costa, depresión intermedia y cordillera principal. Además, se muestran los sistemas de fallas regionales Los Ángeles-Infiernillo, San Ramón-Pocuro y El Fierro. Extraído de Baytelman (2017).

Las unidades geológicas mencionadas anteriormente están involucradas en la evolución andina en el centro de Chile (33°–35° S), lo que comprende múltiples etapas de extensión y contracción (Charrier et al., 2007). A finales del Mesozoico y durante el Cenozoico ocurrieron progresivas deformaciones, así como también la migración hacia el este del arco magmático (Mpodozis & Ramos, 1989). Dentro de la evolución andina, se encuentra el desarrollo de la cuenca de Abanico que se formó en dos etapas, donde el primer proceso, corresponde a un evento extensional en el Eoceno-Oligoceno, originando la cuenca de Abanico mientras que la corteza era relativamente delgada. En esta cuenca se depositó la Formación Abanico caracterizada por una secuencia estratificada compuesta

por rocas volcánicas (lavas andesíticas y subordinadamente riolitas y rocas piroclásticas como brechas, lapillis y tobas riolíticas) y subordinadamente por rocas sedimentarias (brechas, conglomerados, areniscas y limonitas), que presenta orientación N-S, con inclinaciones que varían entre los 15° a 25° hacia el suroeste (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Farías et al., 2008; Rojas, 2014).

El segundo proceso es un evento de contracción que ocurrió en el Mioceno inferior, donde comenzó la inversión de la cuenca de Abanico y continuó hasta el Mioceno superior. Este proceso habría aprovechado las estructuras extensionales preexistentes (i.e., fallas San Ramón y Chacayes-Yesillo) (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005). La propagación de estas fallas, durante el proceso de inversión, habría generado la mayor parte de la deformación de las rocas depositadas en la cuenca y coincidió con un engrosamiento gradual de la corteza continental (Contreras & Charrier, 2003). Este proceso condujo a la formación de una nueva cuenca en la parte central de la Cordillera Principal occidental que fue rellenada por la Formación Farellones, representando el arco volcánico del Mioceno (Charrier et al., 2002; Farías et al., 2008). Esta se caracteriza por una secuencia de rocas continentales, principalmente volcánicas, compuesta por lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas, sobreyaciendo por una discordancia angular a la Formación Abanico, con espesores que varían entre 1.300 y 3.000 m (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Farías et al., 2008; Rojas, 2014).

Continuando en el Cenozoico (Mioceno temprano a Plioceno Temprano) con el magmatismo en Los Andes de Chile central (33°-35° S) que exhibe tendencias de diferenciación toleítica durante el depósito de la Formación Abanico, lo que indica adelgazamiento de la corteza durante el episodio extensional, y magmatismo con una tendencia calcoalcalina durante el depósito de la Formación Farellones, provocando un engrosamiento cortical gradual durante el episodio de inversión tectónica (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005). Los magmas comenzaron a acumularse en la corteza superior para formar cuerpos plutónicos, que en algunas áreas se unieron para formar batolitos (Godoy, 2012; V. MaksaeV, 2003; J Piquer, 2015), quienes intruyen sucesiones como las formaciones de Abanico y Farellones (Jerez, 2007).

Estos cuerpos intrusivos que afloran en esta parte de Chile se caracterizan por sus edades progresivamente más jóvenes hacia el oriente (Figura 2.3) y por poseer geometría alargada en dirección N-S, siguiendo el rumbo de la roca caja. Esta relación sugiere que su

emplazamiento estuvo controlado por zonas de alta deformación tectónica (pliegues y fallas) (Payacán., 2015). Durante el Neógeno se emplazaron formando dos cinturones orógenos paralelos, un cinturón del Mioceno Inferior en la Cordillera Principal más occidental y un cinturón del Mioceno Superior alojado en la Cordillera Principal más oriental (Jerez, 2007; V. I. M. Makshev & Unizaga, 2004). Dentro de este grupo destacan el Plutón San Gabriel (unión ríos Volcán, Yeso y Maipo), Plutón La Gloria (río Colorado), Batolito San Francisco (parte superior del río Blanco), Cerro Mesón Alto (CMA), intrusivo Lago Yeso e Intrusivo Colina (Portezuelo Colina). Las litologías principales de estos cuerpos corresponden a granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Jerez, 2007; Thiele, 1980).

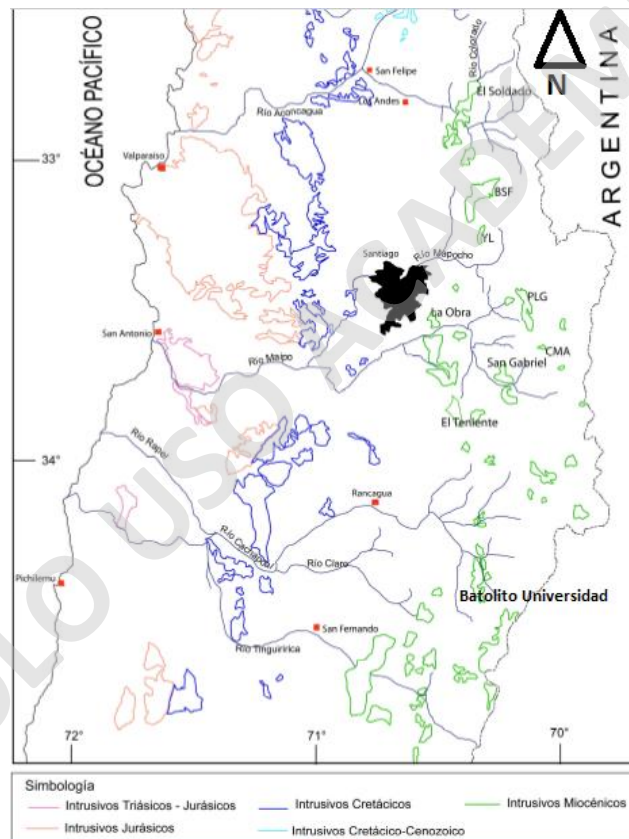


Figura 2.3. Franjas Intrusivas 32-34°S. Triásico-Mioceno. Mapa modificado de Mapa Geológico de Chile versión digital 2003. BSF: Batolito San Francisco; YL: Yerba Loca, PLG: Plutón La Gloria; CMA: Cerro Mesón Alto. Extraído de Jerez (2007).

3 Geología y petrografía de Batolito Universidad.

3.1 Características morfológicas del batolito.

El Batolito Universidad presenta una geometría elongada con orientación N-S, siendo casi paralelo a las estructuras cercanas cartografiadas en el mapa geológico de Chile a escala 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003), presentando 19 km de largo por 10 km aproximadamente de ancho, con una exposición vertical de 3.400 m s.n.m. aproximadamente (Figura 3.1). Los contactos con la roca caja están bien definidos, pero se presenta de manera irregular, caracterizándose por la presencia de intrusiones de menor escala como diques y sills, provenientes del intrusivo principal (Figura 3.3). Los bordes laterales del batolito son verticales y subhorizontales en el techo.

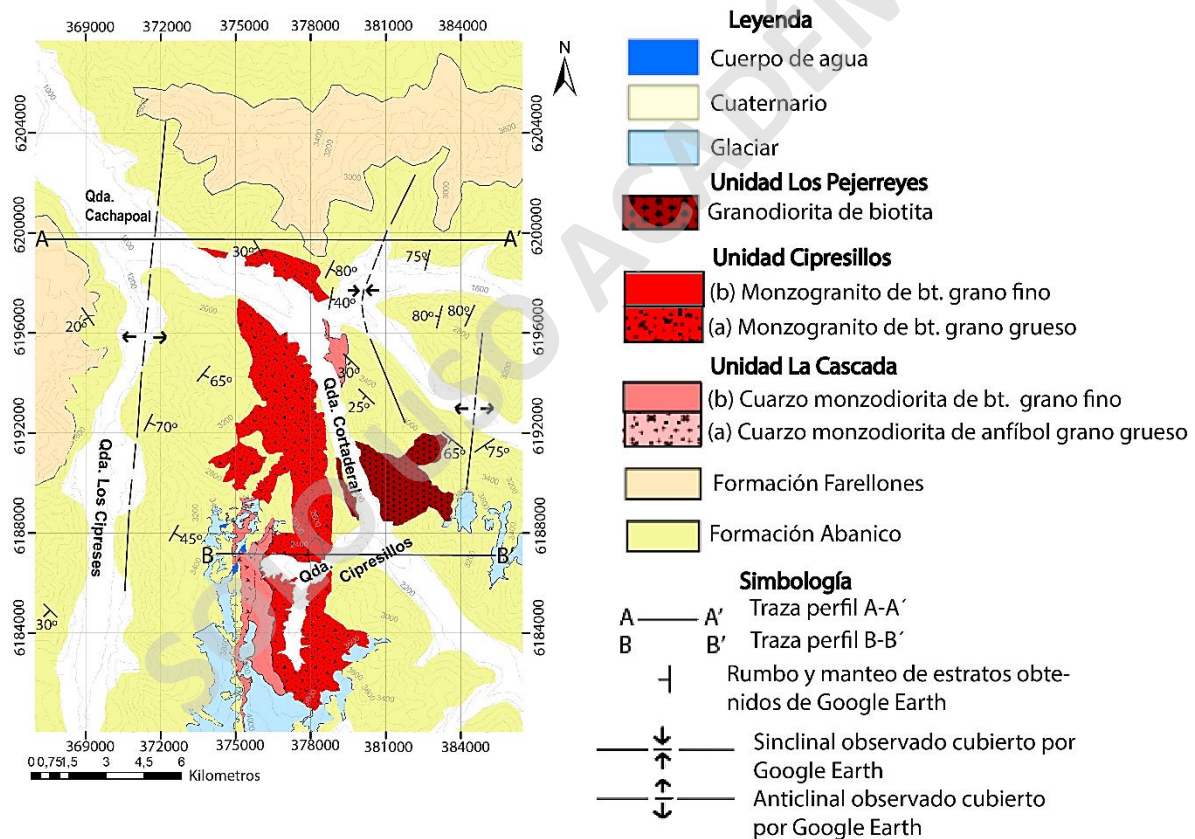


Figura 3.1. Mapa geológico de Batolito Universidad, destacando su geometría elongada y un área aproximada de 200 km². Este mapa es de elaboración propia, basada en fotointerpretación y trabajos de terreno.

El Batolito Universidad presenta una morfología con bordes escalonados, cuyos bordes son irregulares, alternando entre paredes verticales y subhorizontales, pero dando una geometría general de canoa invertida (Figura 3.2, Figura 3.3 y Figura 3.4). Este plutón posee una forma asimétrica y se caracteriza por disminuir su altura hacia el este, cuyas mayores alturas alcanzan los 3.400 m s.n.m. aproximadamente, mientras que las alturas menores varían entre 1.500 a 2000 m s.n.m.

Perfil esquemático zona norte Traza A-A'

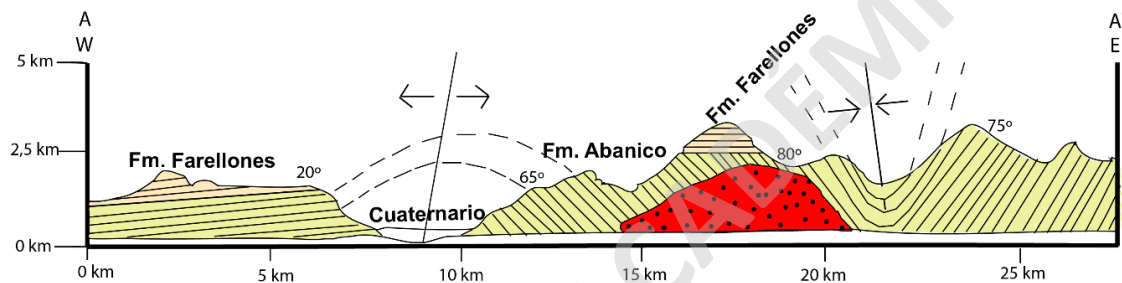


Figura 3.2. Perfil esquemático de zona norte del lugar de estudio, vista a lo largo de la quebrada Cachapoal, evidenciando un sinclinal en la Formación Abanico.

Perfil esquemático zona centro Traza B-B'

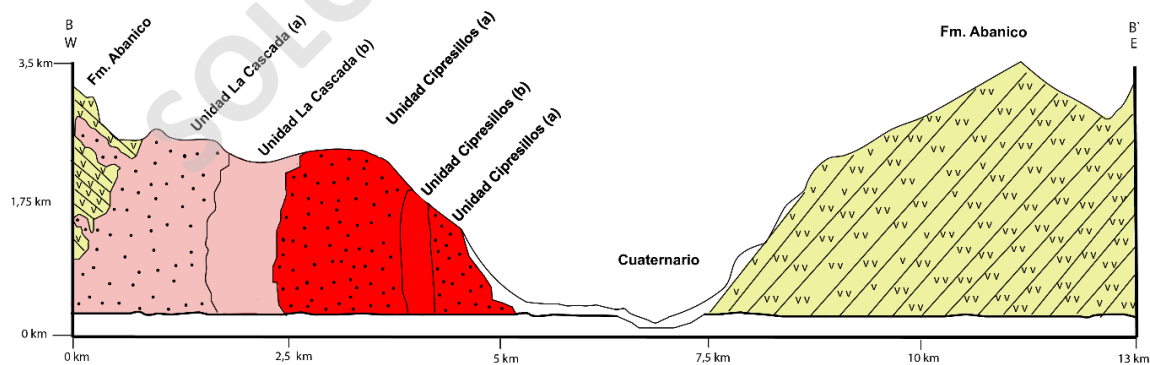


Figura 3.3. Perfil esquemático de la zona centro del batolito, notándose su relación con la roca caja, sus contactos irregulares y con la presencia de diques.

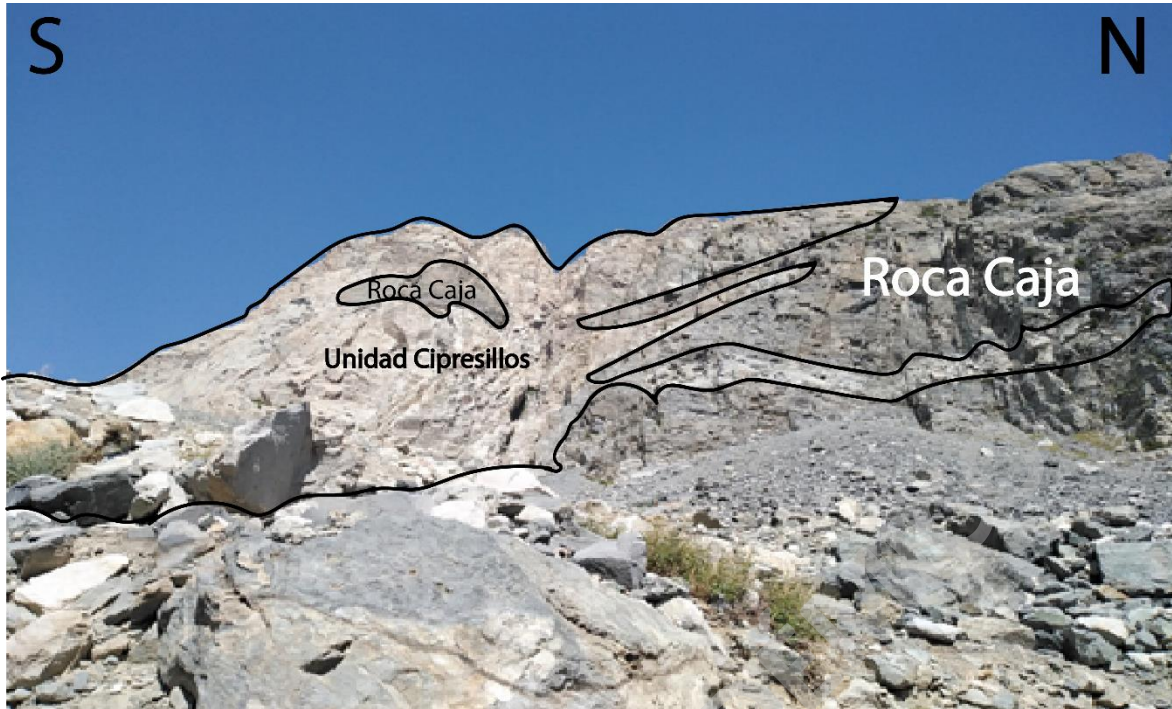


Figura 3.4. Contacto irregular entre roca caja (Formación Abanico) y Unidad Cipresillos.

3.2 Roca caja.

Las rocas que hospedan al Batolito Universidad son parte de las formaciones Abanico y Farellones (Klohn, 1960), las cuales generalmente presentan orientación N-S (Figura 3.1), que se presentan a menudo con disposición sub-horizontal con inclinaciones de no más de 25° , las cuales exhiben pliegues sinclinales y fallas inversas regionales, de rumbo aproximado N-S y buzamiento subvertical o buzante hacia el oeste.

La Formación Farellones, al costado oeste del batolito generalmente, presenta manteos que varían entre 15° a 25° hacia el este. En cambio, la Formación Abanico, al costado este del batolito, generalmente, presenta manteos que varían entre 15° a 40° hacia el suroeste. Sin embargo, en la zona noreste del Batolito Universidad, la roca caja presenta manteos aproximados de 80° , donde se presenta un pliegue sinclinal (Figura 3.2, Figura 3.5). Además, en esa zona se presenta la discordancia angular entre las formaciones Farellones y Abanico (Figura 3.5). En general, la estratificación alrededor del batolito se presenta de forma nítida, y además se observan contactos irregulares entre la roca caja y el batolito (Figura 3.4).

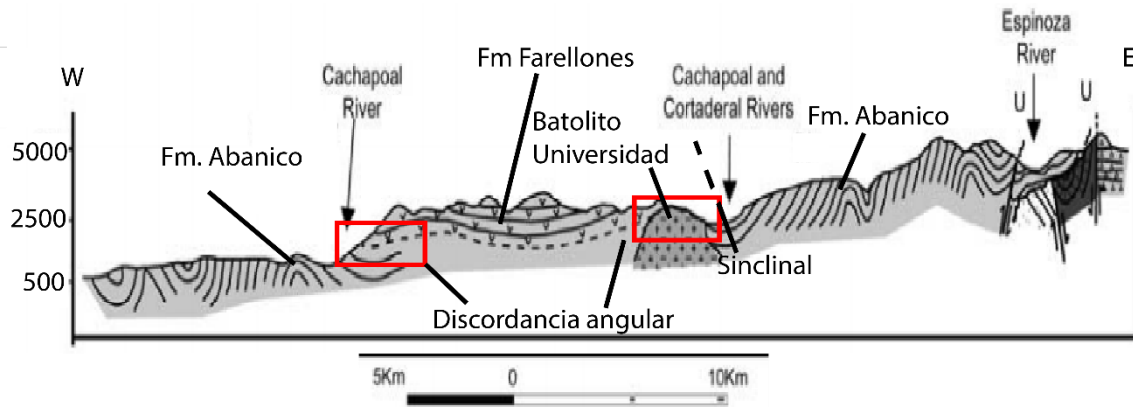


Figura 3.5. Perfil de la zona norte del lugar de estudio, que muestra la discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones (recuadros rojos) y muestra sinclinal al costado del Batolito Universidad. Extraído de Charrier et al., (2002) y modificación propia.

3.3 Unidades de Batolito Universidad.

El Batolito Universidad tiene contactos bien definidos e irregulares con la roca caja, muestra una zonación composicional lateral y vertical, donde se definen tres unidades internas (Figura 3.6; Figura 3.7; Anexo 1), distribuidas de modo que hacia el este generalmente, se aprecian composiciones cada vez más ácidas, que desde oeste a este varían desde cuarzo monzodiorita de anfíbol hasta monzogranito de biotita. La unidad del oeste (Unidad La Cascada) es la que se presenta en zonas más altas y la Unidad Los Pejerreyes es la más amplia, siendo su composición (granodiorita de biotita) la más dominante del sector. Estas unidades internas se definieron principalmente según características petrográficas, texturales y composicionales. Además, se aprecian una serie de diques de mineralogía más félsica intruyendo en las unidades de mineralogía más máfica.

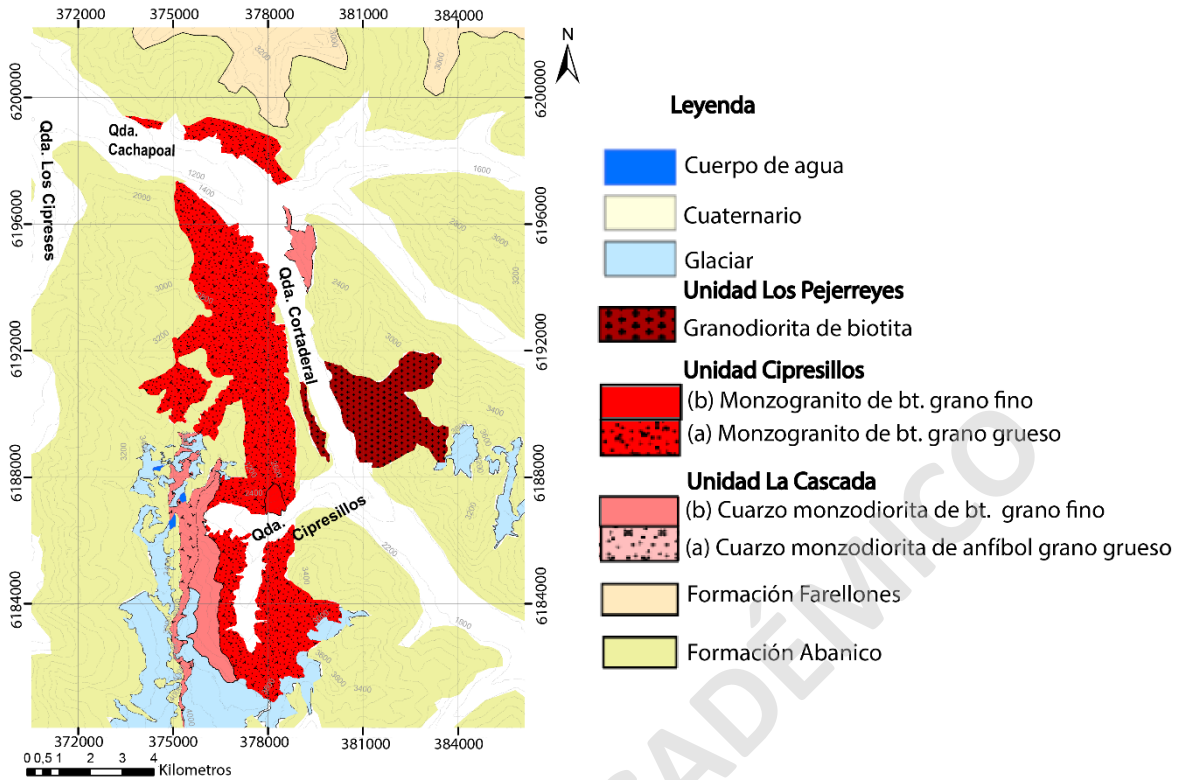


Figura 3.6. Mapa de las unidades litológicas del Batolito Universidad, se muestran las cuatro unidades internas, Los colores de las Unidades del Batolito Universidad corresponden al Mioceno, donde el color más claro corresponde a la unidad más antigua (rosado claro) y el color más oscuro es la unidad más joven (rojo oscuro). De oeste a este su composición varía desde cuarzo diorita de anfíbol hasta monzogranito de biotita.

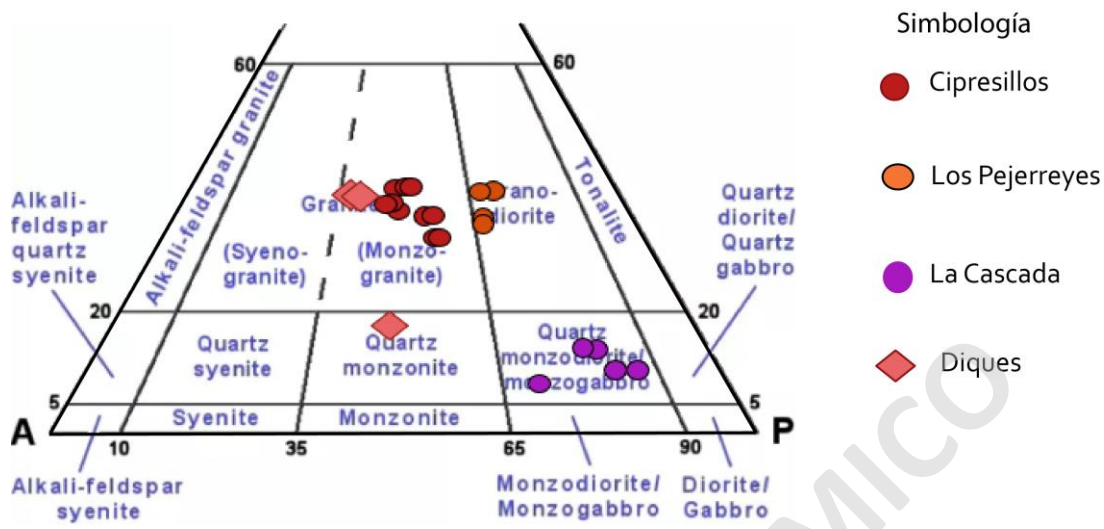


Figura 3.7. Clasificación según mineralogía modal de las muestras del Batolito Universidad, mostrando la variabilidad litológica, según Strecheisen (1976).

3.3.1 Unidad La Cascada.

Definición y relaciones de contacto: Esta unidad, correspondiente a cuarzo monzodioritas de anfíbol, se ubica en el flanco más occidental del Batolito Universidad, dispuesta de manera elongada con orientación N-S. Esta aflora en las zonas más altas de la Quebrada Cipresillos y en la intersección de las Quebradas Cachapoal y Cortaderal, abarcando un área de exposición aproximada de 30,5 km². Hacia el oeste se encuentra en contacto por intrusión con la roca caja, correspondiente a las formaciones Abanico y Farellones, y, por el este, es intruida por Unidad Los Pejerreyes (Figura 3.6; Figura 3.9). El contacto entre estas Unidades es irregular y geometría escalonada. La Unidad La Cascada sería la unidad interna más antigua del Batolito Universidad, en específico la subunidad La Cascada (a), debido al principio de intrusión, donde esta subunidad es intruida por las demás unidades.

Simbología

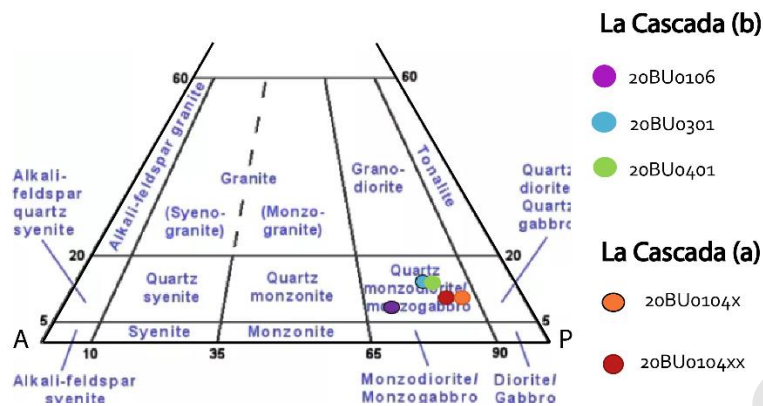


Figura 3.8. Muestras clasificadas como cuarzo monzodiorita, perteneciente a Unidad La Cascada.

Litología: La Unidad La Cascada está constituida por dos subunidades (La Cascada a y La Cascada b), las cuales se diferencian por el contenido de plagioclasa (Figura 3.8).

La Cascada (a).

Se presenta en el flanco más occidental del Batolito Universidad, dispuesta de manera elongada con orientación N-S. Esta aflora en las zonas más altas de la Quebrada, abarcando un área de exposición aproximada de 8,5 km². Hacia el oeste se encuentra en contacto por intrusión con la roca caja, correspondiente a las formaciones Abanico y Farellones, y, por el este, es intruida por la subunidad La Cascada (b) (Figura 3.6; Figura 3.9). El contacto entre estas unidades es irregular y geometría escalonada.

Corresponde a un cuarzo monzodiorita de anfíbol (Figura 3.8) holocristalina, leucocrática, equigranular y de grano medio. La subunidad La Cascada (a) está compuesta por plagioclasa (40%) con hábito tabular y forma de los cristales subhedral con tamaños que varían de 0,5 a 3 mm; cuarzo (5%) con hábito masivo y forma de cristales subhedral con tamaños que varían de 0,1 a 4 mm; feldespato potásico (15%) con hábito prismático y forma de cristales subhedral con tamaños desde 0,8 a 3 mm; biotita (10%) con hábito micáceo y con forma de cristales subhedral con tamaños desde 0,3 a 3 mm; anfíbol (3%) con hábito granular y con forma de cristales subhedral con tamaños que varían entre 0,1 a 5 mm y clinopiroxeno (25%) con hábito prismático y forma de cristales subhedral, con tamaños que varían entre 0,2 a 2 mm. En menor medida, se observan cristales de titanita

(1%) los cuales se caracterizan por presentar tamaños no mayores a 0,2 mm y minerales opacos (1%) con tamaños que varían de 0,2 a 0,5 mm. (Figura 3.11). Además, se observan minerales secundarios como clorita sobre cristales de anfíbol y en menor proporción existen óxidos de hierro.



Figura 3.9. Contacto interno de Unidad La Cascada. Imagen tomada en Quebrada Cipresillos.

En general presenta texturas como fanerítica (Figura 3.10 a y b), siendo la textura más característica. De forma poco frecuente se observan las texturas: glomeroporfírica que son cúmulos de cristales, los cuales se caracterizan por ser de tamaños pequeños (<2 mm), poikilítica que en esta unidad se caracteriza por cristales de biotita en plagioclasas, gráfica (Figura 3.10 c y d), que corresponde al intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico.

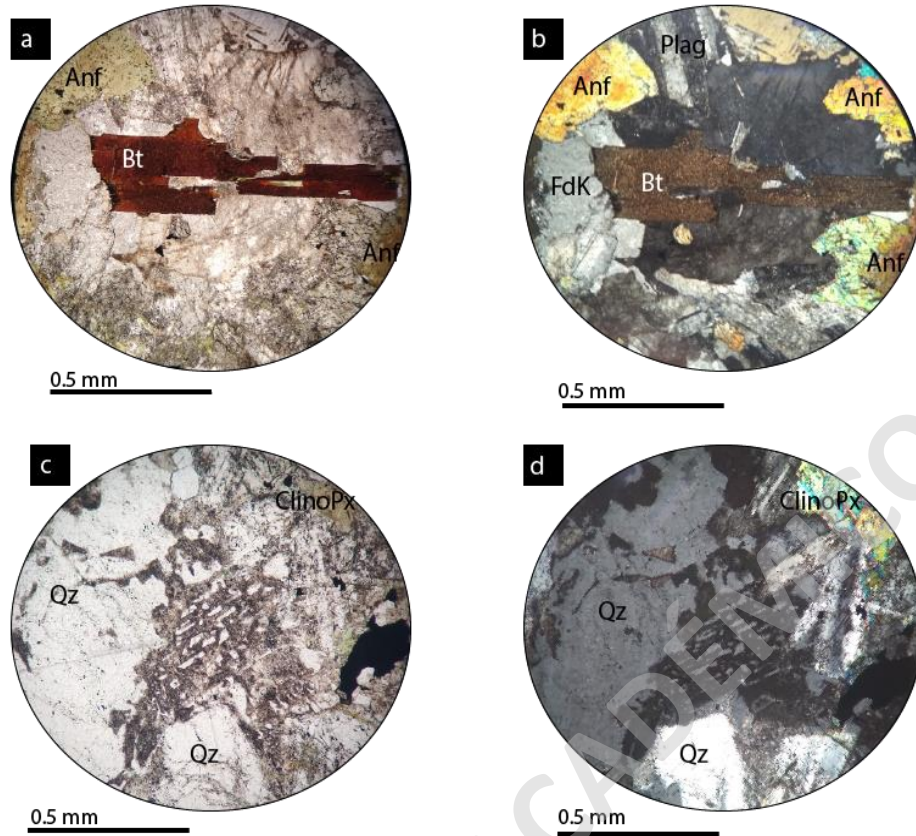


Figura 3.10. Fotomicrografías de muestra representativa de la Unidad La Cascada (a). a) Fotomicrografía de muestra 20BU104xx con textura fanerítica a nicols paralelos. b) Fotomicrografía de muestra 20BU104xx con textura fanerítica a nicols cruzados. c) Muestra 20BU104xx con textura gráfica evidenciada en el centro de la imagen, tomada en nicols paralelos. d) Muestra 20BU104xx con textura gráfica evidenciada en el centro de la imagen, tomada en nicols cruzados. ClinoPx: clinopiroxeno, Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.

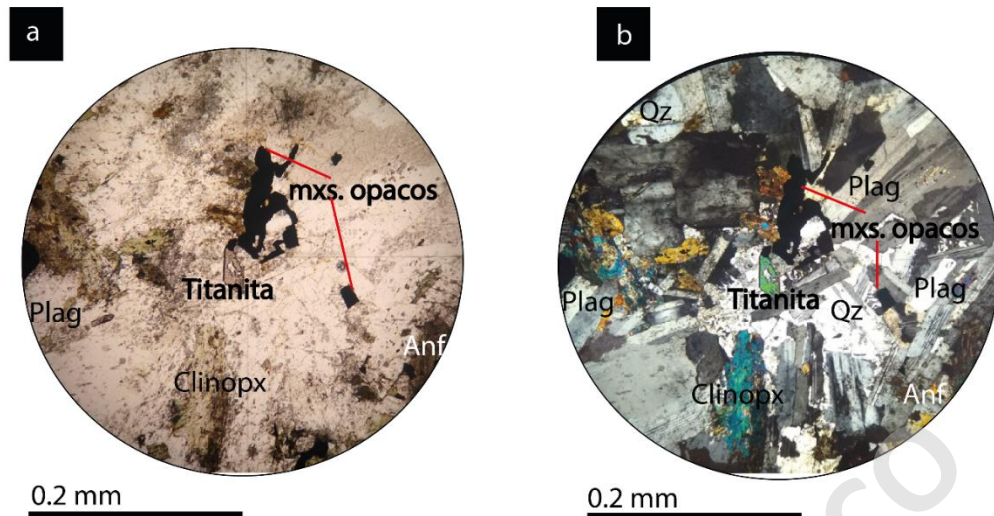


Figura 3.11. Fotomicrografías de muestra de la Unidad La Cascada (a). a) Fotomicrografía de muestra 20BU104x con textura fanerítica a nicols paralelos destacando la presencia de minerales opacos y titanita. b) Fotomicrografía de muestra 20BU104x con textura fanerítica a nicols cruzados destacando la presencia de minerales opacos y titanita. ClinoPx: clinopiroxeno, Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.

La Cascada (b).

Se presenta en la zona centro sur del Batolito Universidad (Figura 3.6), correspondiente a cuarzo-monzodiorita de biotita (Figura 3.8). Se caracteriza por poseer orientación N-S y un área aproximada de 22 km², que aflora en lo alto de la Quebrada Cipresillos y en la intersección de las Quebradas Cachapoal y Cortaderal. Presenta contacto por intrusión (Figura 3.12) por el oeste, intruyendo a la subunidad La Cascada (a), mientras que por el este es intruida por la Unidad Cipresillos (subunidad Cipresillos a), mostrando un contacto nítido e irregular. Por el norte y por el sur se encuentra en contacto con la roca caja (Formación Abanico).

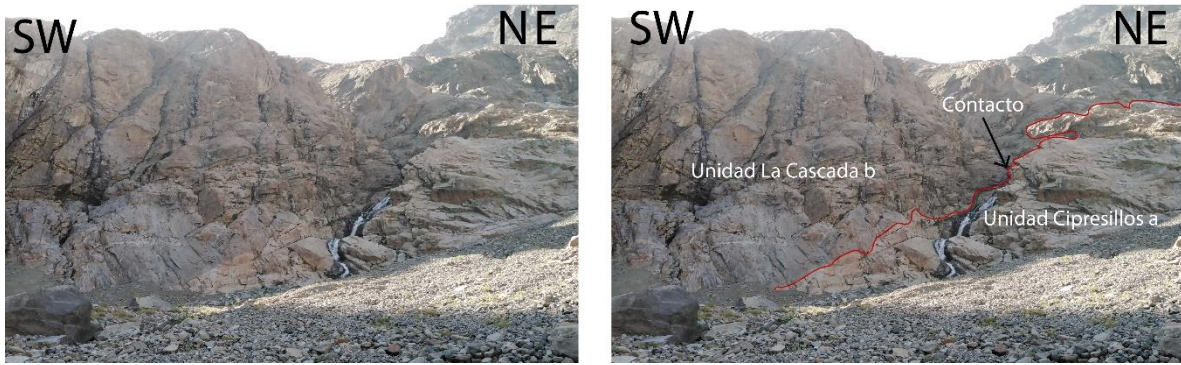


Figura 3.12. Contacto Unidad La Cascada con Unidad Cipresillos en un costado de la quebrada Cipresillos.

Corresponde a una cuarzo-monzodiorita de biotita (Figura 3.8) y con textura holocristalina, leucocrática, equigranular, de grano fino a medio. La Unidad La Cascada está compuesta por plagioclasa (35%) con hábito tabular y con forma de cristales subhedral con tamaños de 0,1 a 3 mm; feldespato potásico (15%) con hábito prismático y con forma de cristales subhedral con tamaños de 0,1 a 4 mm; de cuarzo (5%) con hábito masivo y forma de cristales subhedral con tamaños entre 0,1 a 4 mm, biotita (10%) con hábito micáceo y forma de cristales subhedral con tamaños entre 0,2 a 3 mm, anfíbol (3%) con hábito granular y forma de cristales anhedral a subhedral con tamaños entre 0,1 a 4 mm y clinopiroxeno (30%) con hábito prismático y forma de cristales subhedral, con tamaños que varían entre 0,2 a 4 mm. En menor medida, se observan cristales de titanita (1%) los cuales se caracterizan por presentar tamaños no mayores a 0,2 mm y minerales opacos (1%) con tamaños que varían de 0,1 a 0,5 mm.

En general presenta texturas como fanerítica y acumulada, específicamente ortoacumulada, debido a que presenta cristales de plagioclasa que están en contacto, unos con otros, siendo estas las texturas más características (Figura 3.13 a y b). De forma poco frecuente se observan las texturas: glomeroporfírica que son cúmulos de cristales (Figura 3.13 c y d), los cuales se caracterizan por ser de tamaños pequeños (<2 mm), y poikilítica que en esta unidad se caracteriza por cristales de anfíbol en plagioclasas.

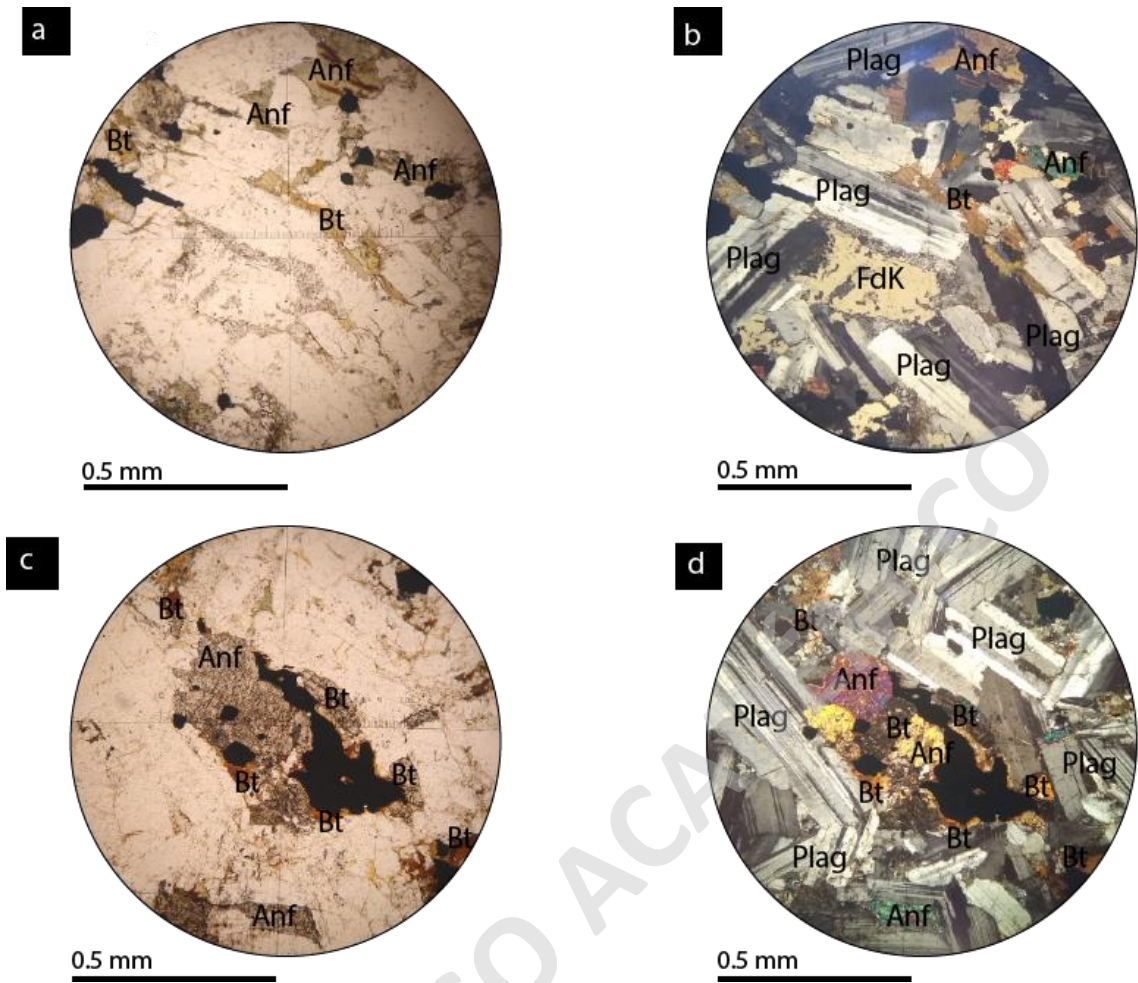


Figura 3.13. Fotomicrografías de Unidad La Cascada (b). a) Fotomicrografía de muestra 20BU0401 con textura fanerítica y acumulada, específicamente ortoacumulada, a nicols paralelos. b) Fotomicrografía de muestra 20BU0401 con textura fanerítica a nicols cruzados. c) Muestra 20BU0301 con textura glomeroporfírica, evidenciada en el centro de la imagen a nicols paralelos. d) Muestra 20BU0301 con textura glomeroporfírica, evidenciada en el centro de la imagen a nicols cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.

3.3.2 Unidad Cipresillos.

Definición y relaciones estratigráficas: Esta es la unidad central del Batolito Universidad (Figura 3.6), corresponde a un cuerpo intrusivo monzogranítico de biotita (Figura 3.15). Se caracteriza por poseer orientación N-S y un área aproximada de 160,5 km², que aflora en las Quebradas Cortaderal y Cipresillos. Presenta contacto por intrusión por el oeste con la Unidad La Cascada (subunidad La Cascada b) y por este, norte y sur con la roca caja (Formación Abanico). Cabe destacar que esta unidad intruye a la Unidad La Cascada (subunidad La Cascada b) (Figura 3.12), siendo el contacto irregular con

geometría escalonada. La Unidad Cipresillos corresponde a la unidad interna más extensa del Batolito Universidad.



Figura 3.14. Contacto Unidad Cipresillos con roca caja (Formación Abanico), en quebrada Cipresillos (mirada hacia el oeste).

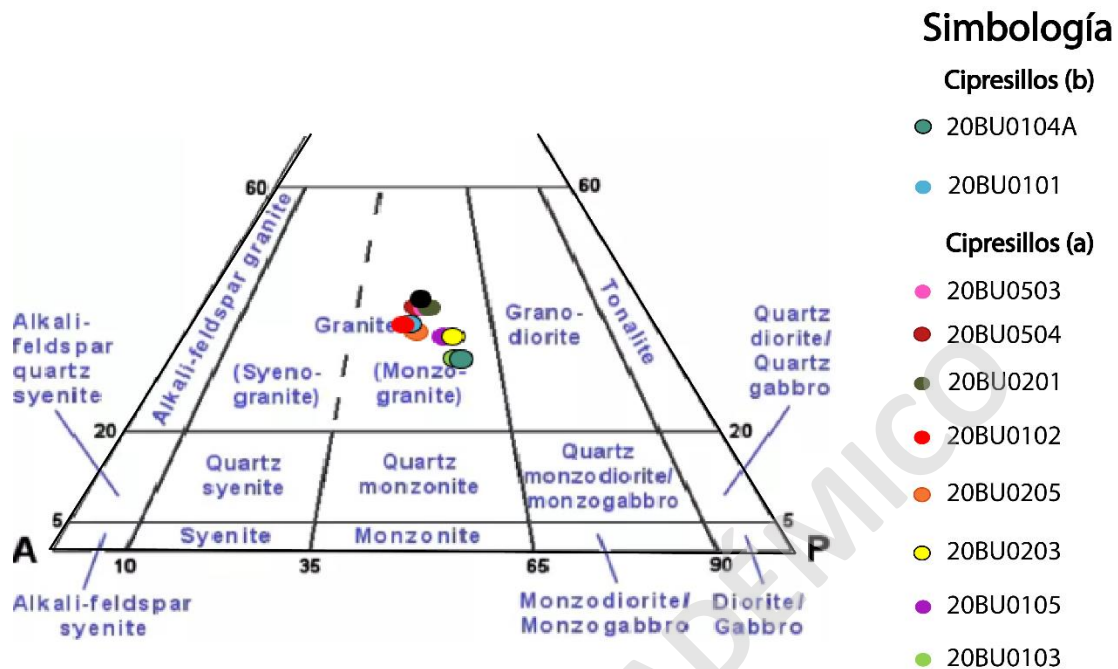


Figura 3.15. Muestras de la Unidad Cipresillos clasificadas como monzogranito de biotita.

Litología: La Unidad Cipresillos está constituida por dos subunidades, las cuales se diferencian por el contenido de minerales máficos y tamaño de grano.

Cipresillos (a):

Se presenta en la zona central del Batolito Universidad (Figura 3.6). Se caracteriza por poseer orientación N-S y un área aproximada de 159,5 km², que aflora en las Quebradas Cortaderal y Cipresillos. Presenta contacto por intrusión por el oeste con la Unidad La Cascada (subunidad La Cascada b) y por este, norte y sur con la roca caja (Formación Abanico). Cabe destacar que esta subunidad Intruye a la Unidad La Cascada (subunidad La Cascada b) (Figura 3.12), siendo el contacto irregular con geometría escalonada. Esta subunidad se caracteriza por presentar grano grueso y mayor porcentaje de minerales máficos con respecto a la subunidad Cipresillos (b).

Corresponde a un monzogranito de biotita (Figura 3.15), con textura holocristalina, equigranular, de grano medio. En general, se encuentra constituida por cuarzo (30%) con hábito masivo y forma de los cristales subhedral con tamaños entre 0,1 a 4 mm; feldespato

potásico (25%) con hábito prismático y forma de cristales subhedral de tamaños entre 0,1 a 4 mm; plagioclasa (20%) con hábito tabular y forma de cristales subhedral con tamaños entre 0,2 a 4 mm; biotita (10%) con hábito micáceo y forma de cristales subhedral de grano fino a medio (0,2 mm a 4 mm), anfíbol (5%) con hábito granular y con forma de cristales subhedral, de grano fino a medio (0,1 mm a 2 mm) y clinopiroxeno (4%) con hábito prismático y forma de cristales subhedral, con tamaños que varían entre 0,2 a 0,7 mm. En menor medida, se observan minerales opacos (1%) con tamaños que varían de 0,1 a 0,7 mm.

En general presenta texturas como fanerítica (Figura 3.16 a y b), siendo la textura más característica. De forma poco frecuente se observan las texturas: glomeroporfírica (Figura 3.16 c y d) que son cúmulos de cristales, los cuales se caracterizan por ser de tamaños pequeños (<2 mm), poikilítica que en esta unidad se caracteriza por cristales de biotita en feldespato potásico y textura simplectítica que corresponde a 2 o más fases de minerales que cristalizan simultáneamente, en este caso la biotita, plagioclasa y cuarzo.

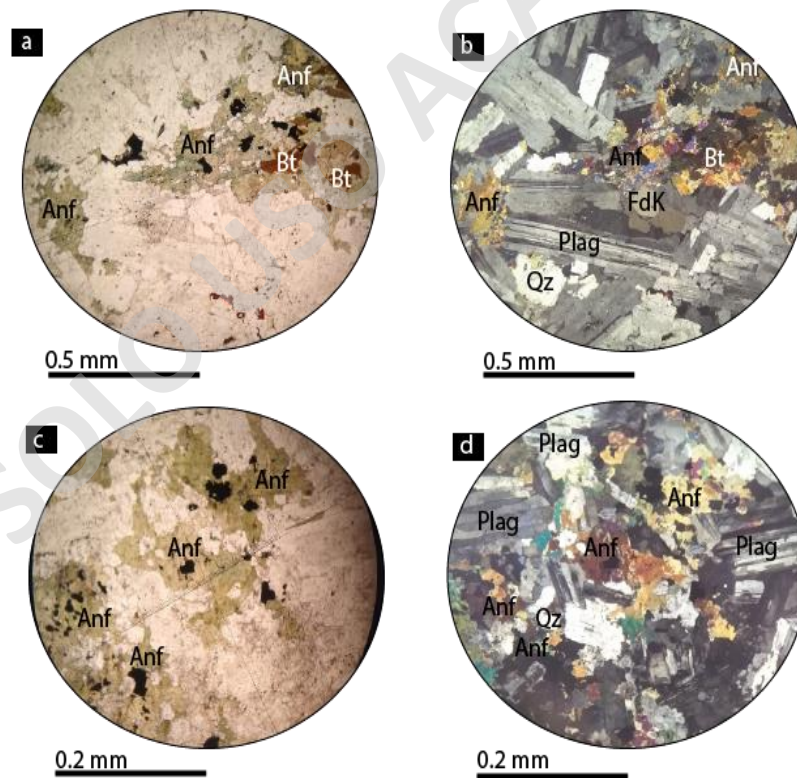


Figura 3.16. Fotomicrografías de Unidad Cipresillos "a". a) Fotomicrografía de la muestra 20BU0106 (nícoles paralelos). b) Fotomicrografía de muestra 20BU0106 con textura fanerítica (nícoles cruzados). c) muestra 20BU0106 con textura glomeroporfírica a nícoles paralelos. d) muestra 20BU0106 con textura glomeroporfírica a nícoles cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.

Cipresillos (b):

Se presenta en la zona centro del Batolito Universidad (Figura 3.6). Se caracteriza por poseer orientación N-S y un área aproximada de 1 km², que aflora en la Quebrada Cipresillos. Presenta contacto por intrusión por con la subunidad Cipresillos (a), siendo un contacto irregular con geometría escalonada. Esta subunidad se caracteriza por presentar grano fino y menor porcentaje de minerales máficos con respecto a la subunidad Cipresillos (a).

Corresponde a un monzogranito de biotita (Figura 3.15 y Figura 3.17), con textura holocristalina, inequigranular, de grano fino a medio. En general, se encuentra constituida por cuarzo (35%) con hábito masivo y forma de los cristales subhedral con tamaños entre 0,1 a 1 mm; feldespato potásico (30%) con hábito prismático y forma de cristales subhedral de tamaños entre 0,2 a 1 mm; plagioclasa (20%) con hábito tabular y forma de cristales subhedral con tamaños entre 0,4 a 2,3 mm; biotita (10%) con hábito micáceo y forma de cristales subhedral de grano fino a medio (0,2 mm a 0,4 mm) y anfíbol (3%) con hábito granular y con forma de cristales subhedral, de grano fino a medio (0,1 mm a 0,5 mm) y clinopiroxeno (1%) con hábito prismático y forma de cristales subhedral, con tamaños que varían entre 0,2 a 0,5 mm. En menor medida, se minerales opacos (1%) con tamaños que varían de 0,1 a 0,4 mm.

En general presenta las siguientes texturas como fanerítica (Figura 3.17 a y b), siendo la textura más característica. De forma poco frecuente se observan las texturas: glomeroporfírica (Figura 3.17 c y d) que son cúmulos de cristales, los cuales se caracterizan por ser de tamaños pequeños (<2 mm), poikilítica que en esta unidad se caracteriza por cristales de biotita en feldespato potásico y textura simplectítica que corresponde a 2 o más fases de minerales que cristalizan simultáneamente, en este caso la biotita, plagioclasa y cuarzo.

La Unidad Cipresillos presenta dos familias de enclaves dioríticos, las que se diferencian en la concentración de minerales máficos. La mayor concentración de enclaves se presenta cerca del contacto con la Unidad Los Pejerreyes en el extremo sur de la quebrada Cipresillos. Además, se observa una serie de cavidades miarolíticas rellenas por cristales de cuarzo y turmalina.

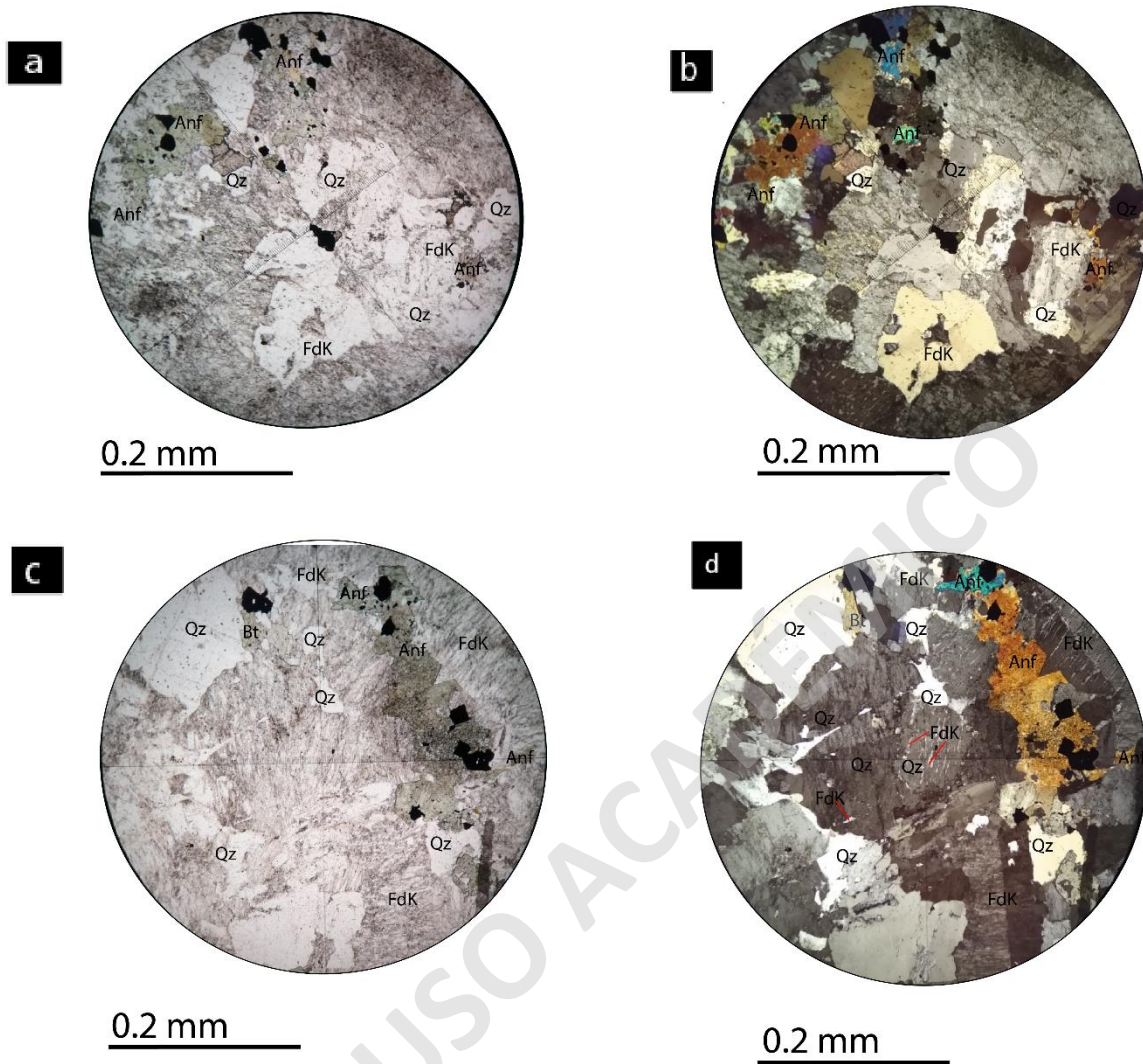


Figura 3.17. Fotomicrografías de Unidad Cipresillos “b”. a) Fotomicrografías de muestra 20BU0101 con textura fanerítica, inequigranular a nicoles paralelos. b) Fotomicrografías de muestra 20BU0106 con textura fanerítica a nicoles cruzados. c) muestra 20BU0106 con textura simplectítica a nicoles paralelos. d) muestra 20BU0106 con textura simplectítica a nicoles cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.

3.3.3 Unidad Los Pejerreyes.

Definición y relaciones de contacto Corresponde a la unidad del flanco más oriental del Batolito Universidad (Figura 3.6) y corresponde a un intrusivo granodiorítico de biotita (Figura 3.19). Se caracteriza por poseer orientación N-S y un área aproximada de 9 km², la cual aflora en la Quebrada Cortaderal (Figura 3.6). Presenta contacto por intrusión (Figura 3.18) por el oeste, el norte, el sur y por el este, presenta contacto por intrusión con la roca caja (Formación Abanico). En general los contactos tienen geometría escalonada, donde la Unidad Pejerreyes sería la unidad interna más joven del Batolito Universidad.

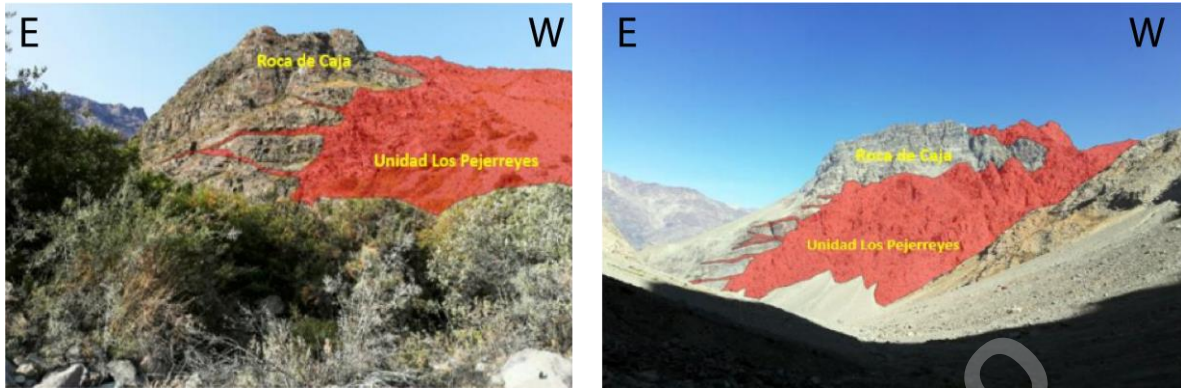


Figura 3.18. Contacto entre Unidad Los Pejerreyes y roca caja (Formación Abanico). Foto tomada en quebrada Cortaderal.

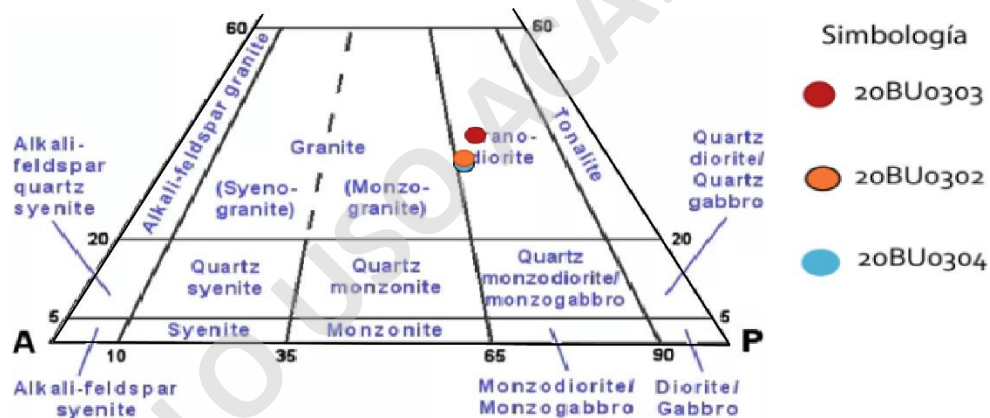


Figura 3.19. Muestras de la Unidad Los Pejerreyes clasificadas como granodiorita de biotita.

Litología: Corresponde a una granodiorita de biotita (Figura 3.19), con textura holocristalina, inequigranular, de grano medio. En general, se encuentra constituida por cuarzo (30%) con hábito masivo, forma de cristales subhedral con tamaños de 0,1 a 5 mm; plagioclasa (25%) con hábito tabular, forma de cristales subhedral con tamaños de 0,3 a 5 mm; feldespato potásico (20%) con hábito prismático, forma de cristales subhedral con tamaños de 0,1 a 4 mm; biotita (20%) con hábito laminar, forma de cristales subhedral de grano fino a medio (0,1 mm a 4 mm) y de anfíbol (4%) con hábito granular, forma de

crisales subhedral de grano fino a medio (0,1 mm a 2 mm). En menor medida, se observan minerales opacos (1%) con tamaños que varían de 0,2 a 0,5 mm.

En general presenta las siguientes texturas como fanerítica (

Figura 3.20 a y b), siendo la textura más característica. De forma poco frecuente se observan las texturas: glomeroporfírica que son cúmulos de crisales, los cuales se caracterizan por ser de tamaños pequeños (<2 mm), y poikilítica que en esta unidad se caracteriza por crisales de anfíbol en plagioclasas y textura simplectítica que corresponde a 2 o más fases de minerales que cristalizan simultáneamente, en este caso la biotita, plagioclasa y cuarzo.

La Unidad Los Pejerreyes presenta dos familias de enclaves dioríticos, las que se diferencian en la concentración de minerales máficos, (mayor o menor porcentaje de biotita y/ anfíbol) donde una de las familias se caracteriza por poseer mayor porcentaje de anfíbol (enclave diorítico de anfíbol) y la otra familia se caracteriza por poseer mayor porcentaje de biotita (enclave diorítico de biotita) (Figura 3.21).

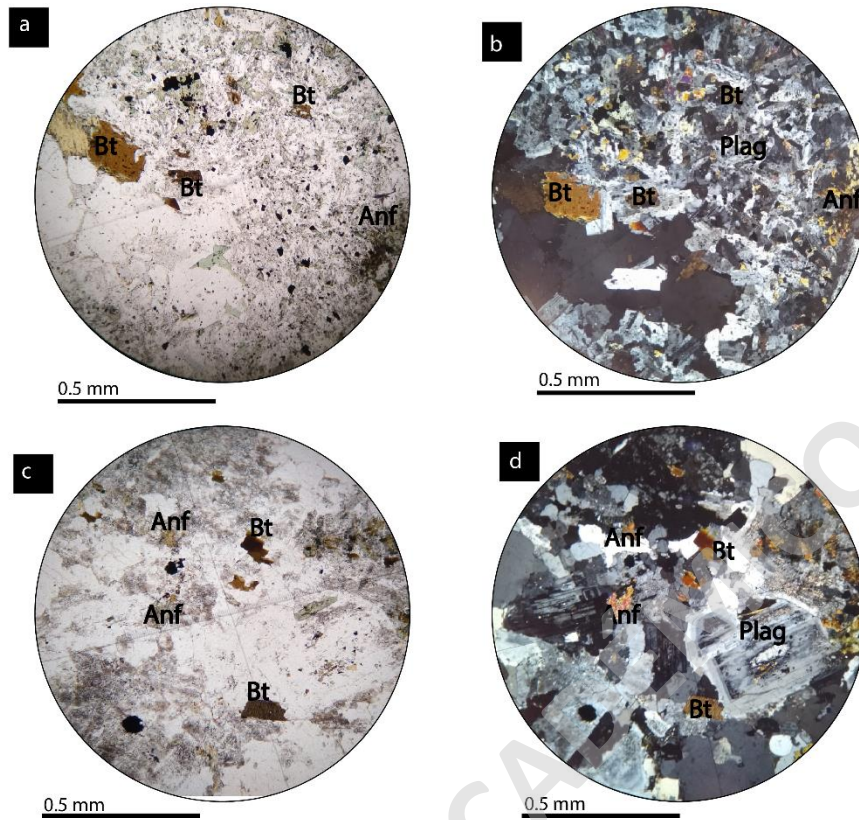


Figura 3.20. Fotomicrografías de Unidad Los Pejerreyes. a) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a niclos paralelos. b) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a niclos cruzados. c) Zonación en las plagioclasas a niclos paralelos d) Muestra con zonación en las plagioclasas a niclos cruzados. Qz: cuarzo, Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa.

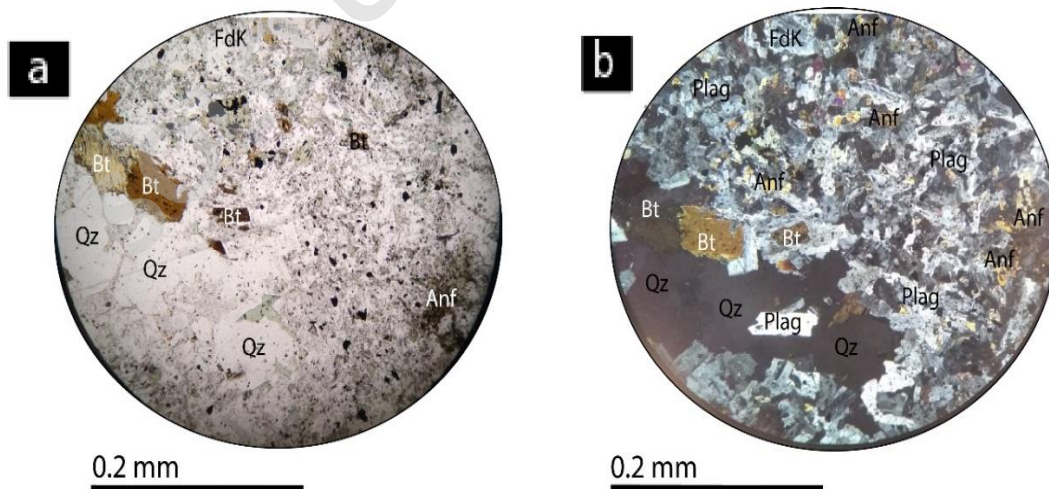


Figura 3.21. Fotomicrografías de enclave diorítico de anfíbol perteneciente a la Unidad Los Pejerreyes. a) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a niclos paralelos. b) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a niclos cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa, FdK: feldespato potásico.

3.3.4 Diques.

El Batolito Universidad presenta una serie de diques de mineralogía más félsica intruyendo en las unidades de mineralogía más máfica (Unidad La Cascada, Figura 3.22). Existen 3 familias de diques que se diferencian por composición textura y tamaño de grano: monzogranito de biotita de grano fino, monzogranito de biotita grano grueso y cuarzomonzodiorita de biotita (Tabla 1).

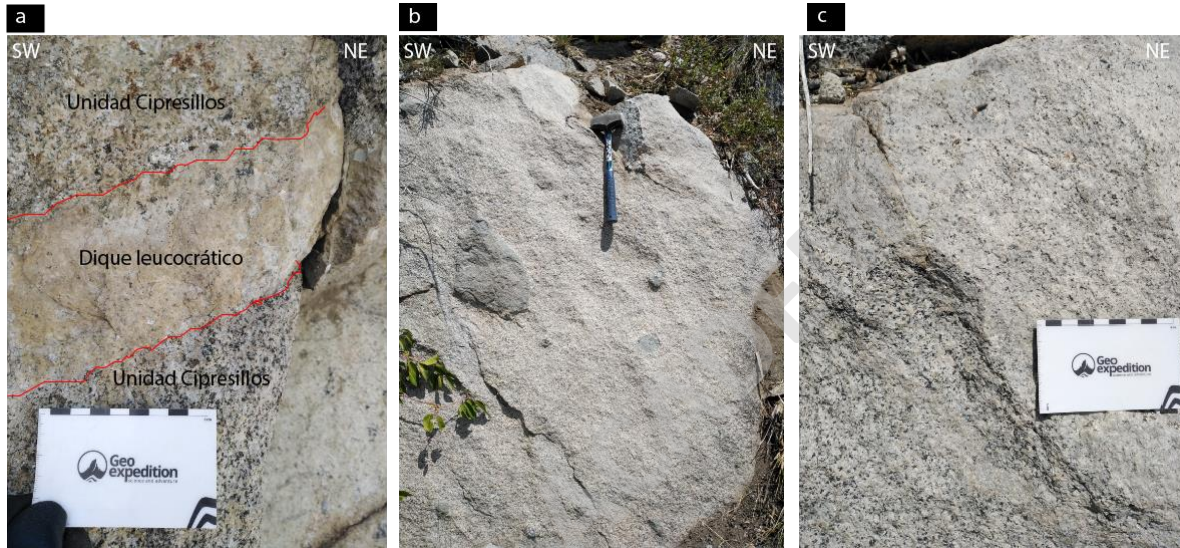


Figura 3.22. Diques que intruyen a Batolito Universidad, imágenes tomadas en quebradas Cipresillos. a) dique de composición monzogranito de biotita de grano medio que intruye a Unidad Cipresillos. b) vista macroscópica de dique de composición monzogranito de biotita de grano medio. c) vista ampliada de dique de composición monzogranito de biotita de grano medio.

Los diques de composición monzogranítica de biotita de grano fino se caracterizan por ser leucocráticos, los cuales intruyen a la unidad más máfica (Unidad La Cascada), cuyos contactos con esta unidad están bien definidos, rectos, pero son irregulares. Poseen textura holocristalina, mirmekítica (Figura 3.23), poligonal y afaníticos de grano fino a medio, donde los tamaños varían entre <1 mm a 1 mm. Están compuestos por cuarzo (40%) con hábito masivo y forma de cristales subhedral (0,2 a 0,6 mm); feldespato potásico (25%) con hábito primático y forma de cristales subhedral y grano fino a medio (0,2 a 0,7 mm); plagioclasa (30%) con hábito tabular y con forma de cristales subhedral (0,5 a 1,2 mm) y biotita (5%) con hábito micáceo y forma de cristales subhedral (0,1 a 0,9 mm).

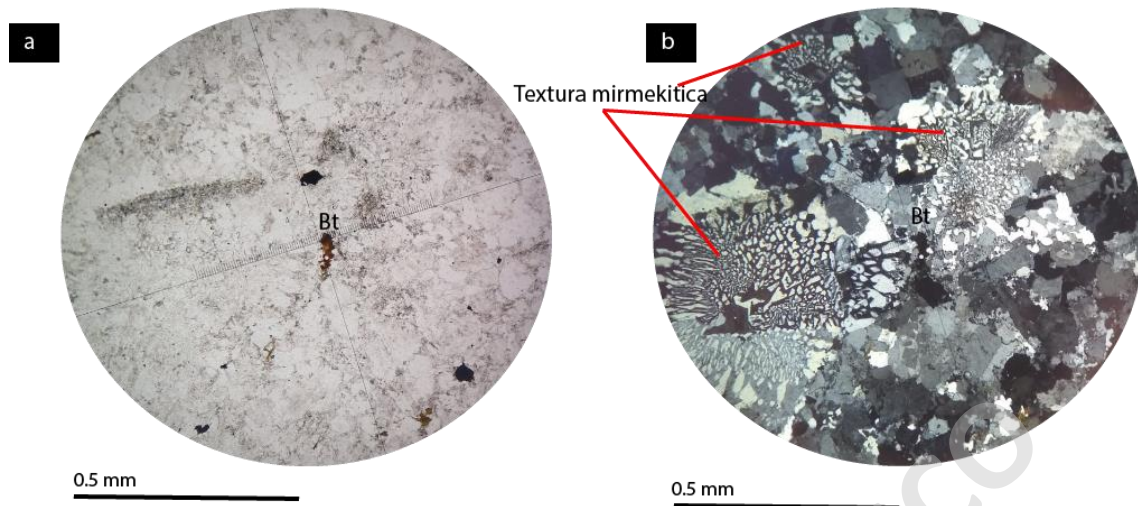


Figura 3.23. Fotomicrografía que presenta textura mirmekítica. Bt: biotita.

Los diques que corresponden a monzogranito de biotita de grano medio intruyen a la unidad más máfica (unidad La Cascada) y también a la Unidad Cipresillos, cuyos contactos con estas unidades están bien definidos, pero son irregulares. Poseen textura holocristalina, glomeroporfírica (Figura 3.24 a y b) y son faneríticos de grano fino a medio. Están compuestos por cuarzo (35%) con hábito masivo, con forma de cristales subhedral y grano fino a medio (0,2 a 3 mm); feldespato potásico (25%) con hábito prismático, con forma de cristales subhedral y grano fino a medio (0,2 -2 mm), plagioclasa (30%) con hábito tabular, con forma de cristales subhedral y grano fino a medio (0,6 mm a 3 mm) y biotita (5%) con hábito micáceo, con forma de cristales subhedral y grano fino a medio (0,2 mm a 4 mm).

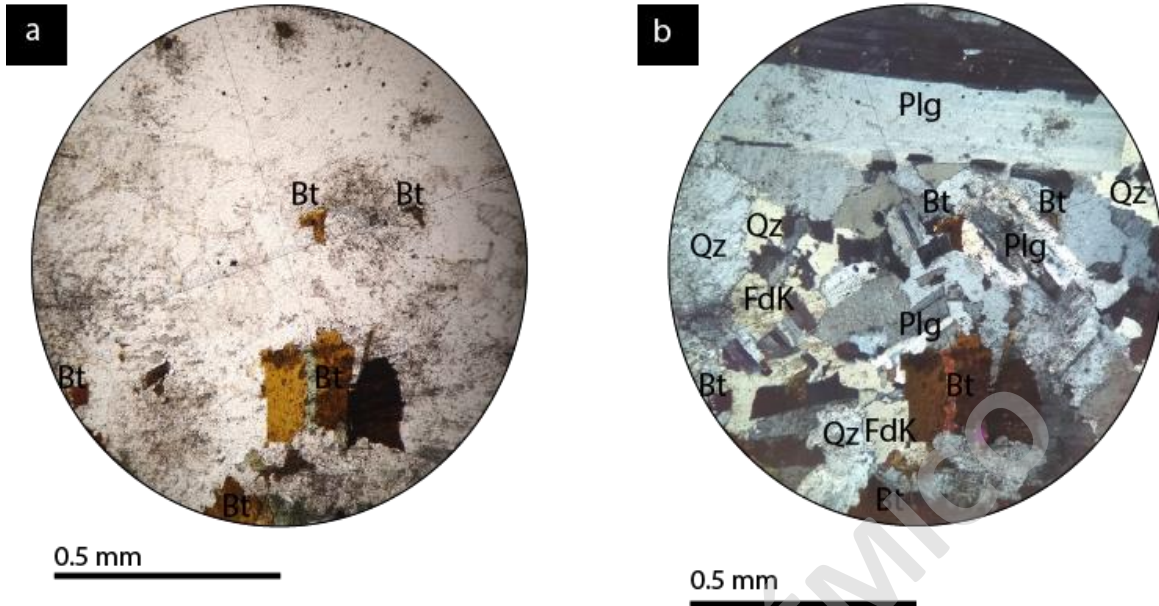


Figura 3.24. Fotomicrografía con textura glomeroporfírica. Qz: cuarzo. FdK: feldespato potásico. Plg: plagioclasa. Bt: biotita.

Los diques de composición cuarzo-monzodiorítico de biotita intruyen a la unidad más máfica (Unidad La Cascada), cuyos contactos están bien definidos, pero son irregulares. Poseen textura holocristalina, son porfíricos de grano fino a medio. Están compuestos por plagioclasa (30%) con hábito tabular, con forma de cristales subhedral y grano medio (1 a 3 mm); feldespato potásico (25%) con hábito primático, con forma de cristales subhedral y grano medio (1-3 mm); cuarzo (15%) con hábito masivo, con forma de cristales subhedral a anhedral y grano fino; biotita (15%) con hábito micáceo, con forma de cristales subhedral a anhedral y grano fino; anfíbol (5%) con hábito granular, con forma de cristales subhedral y grano fino. En general presenta texturas como porfírica (Figura 3.25 a y b), siendo la textura más característica, donde los fenocristales corresponden a los cristales que tienen un tamaño mayor a 2 mm (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita) y la masa fundamental son todos aquellos cristales de tamaño menor a 2 mm (todos los minerales mencionados en esta unidad). Y de forma poco frecuente se observan las texturas: glomeroporfírica (Figura 3.25 c y d) que son cúmulos de cristales, los cuales se caracterizan por ser de tamaños pequeños (<2 mm).

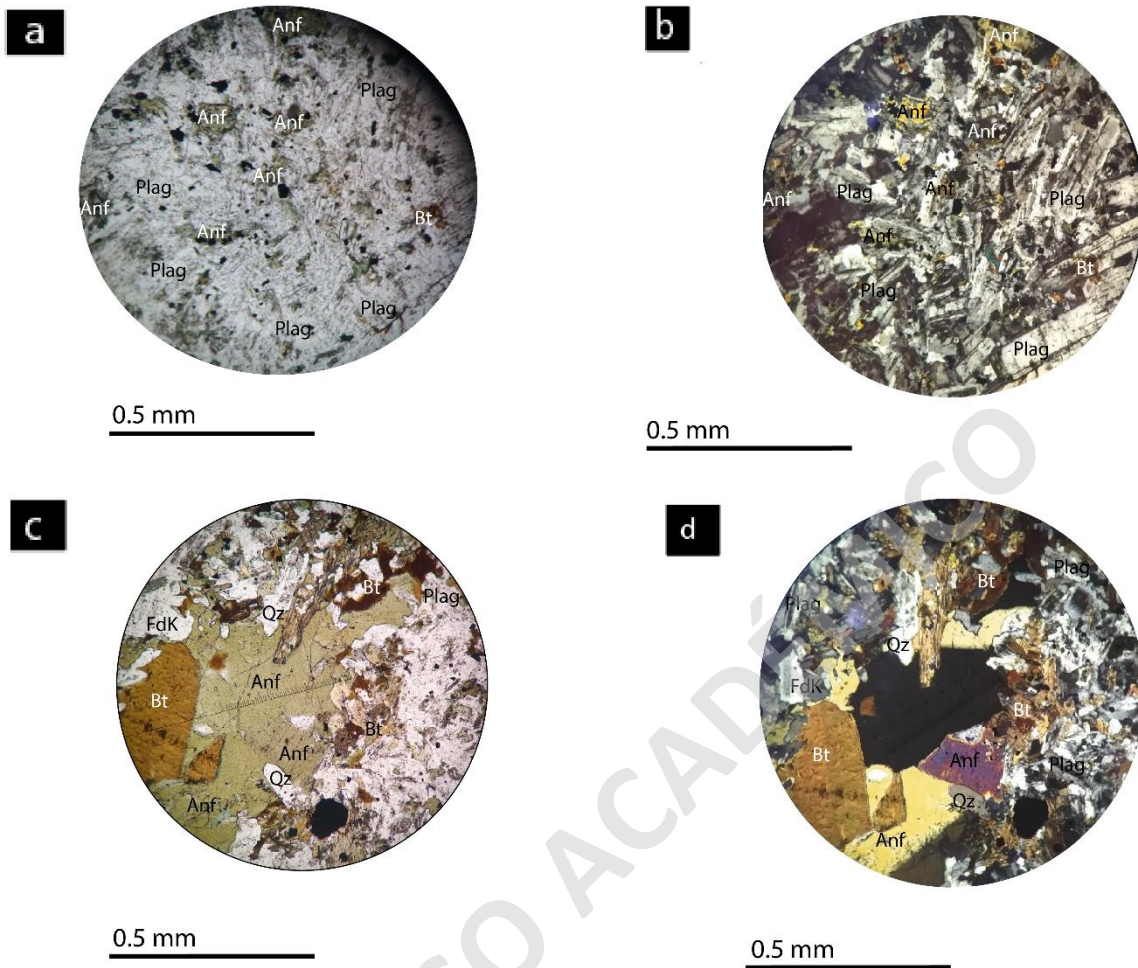


Figura 3.25. Fotomicrografía diques de composición cuarzo-monzodiorítico de biotita. a) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicoles paralelos. b) Fotomicrografías de muestra con textura porfírica a nicoles cruzados. c) muestra con textura glomeroporfírica a nicoles paralelos. d) muestra con textura glomeroporfírica a nicoles cruzados. Qz: cuarzo Bt: biotita, Anf: anfíbol, Plag: plagioclasa, FdK: feldespato potásico.

Tabla 1. Resumen características mineralógicas y texturales de los diques presentes

Nombre de la muestra	Características mineralógicas					Características texturales		
	Qz (%)	Fd. K (%)	Plg (%)	Bt (%)	Anf (%)	Tamaño cristales	Tamaño relativo cristales	Textura
Cuarzo monzodiorita de biotita	15	25	30	15	5	grano fino a medio	inequigranular	porfírica
Monzogranito de biotita grano fino	40	25	30	5	0	grano fino hasta 1 mm	equigranular	fanerítica
Monzogranito de biotita grano grueso	35	25	30	5	5	grano fino a medio	inequigranular	porfírica

4 Geoquímica del Batolito Universidad.

4.1 Elementos mayores.

Los análisis de 29 muestras reflejan un amplio rango composicional en los elementos mayores debido a que el contenido de SiO_2 oscila entre 53 wt. % y 69 wt.%. En el diagrama TAS (Figura 4.1) se observan dos grupos notorios consistentes con la definición de las unidades litológicas: (1) muestras de menor porcentaje de SiO_2 (53-59 wt. %), correspondiente a la cuarzo-monzodiorita de biotita de la unidad La Cascada, y, por otro lado, (2) un grupo de mayor porcentaje de SiO_2 (61-69 wt. %), el cual corresponde a granodiorita de biotita y monzogranito de biotita de las unidades Cipresillos y Los Pejerreyes, respectivamente. Cabe destacar que estos grupos de muestras son separados por un *gap* composicional de SiO_2 con rangos de 57 a 61 wt.%. Además, las muestras se caracterizan por presentar tendencias en las series calcoalcalinas y potásicas (Figura 4.2).

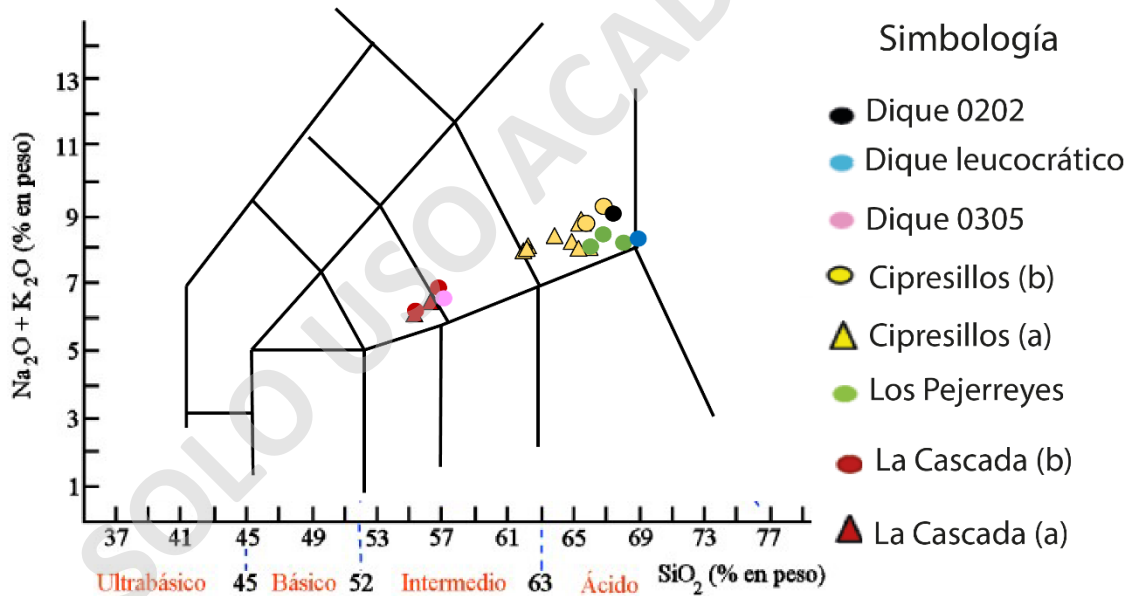


Figura 4.1. Diagrama de clasificación geoquímica TAS (SiO_2 vs Total álcalis) (Le Maitre et al., 1989) con la composición de las unidades internas del Batolito Universidad.

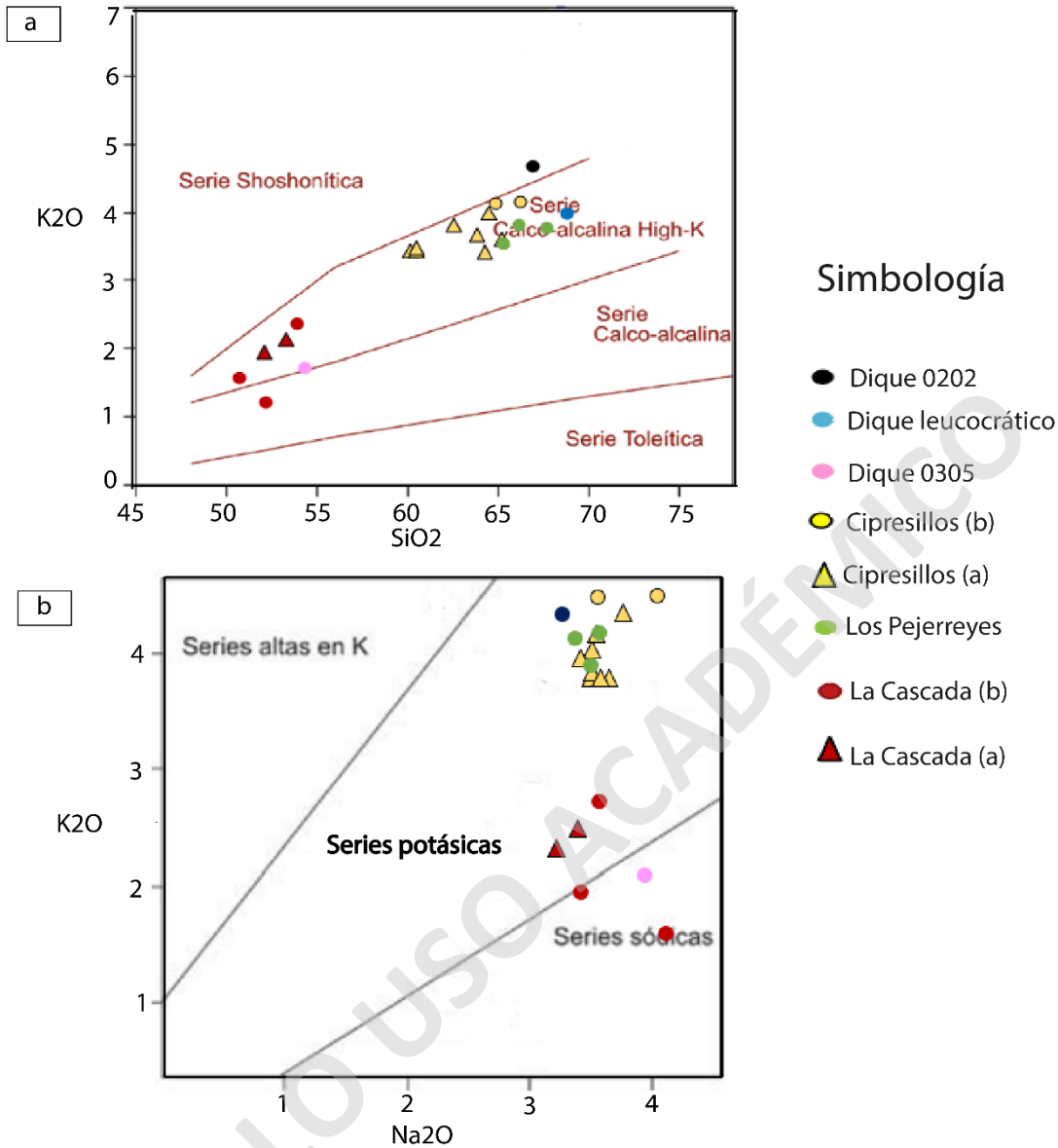


Figura 4.2. Diagramas de K₂O% vs SiO₂% para reconocer tipo de series magmáticas involucradas en el origen de las unidades internas del Batolito Universidad.

Los elementos mayores (Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO y CaO) que se muestran en los diagramas Harker presentan dos grupos marcados de muestras separados por un *gap* de SiO₂ (58-63 wt. %). En general las muestras de las unidades del Batolito Universidad presentan concentraciones de elementos mayores que disminuyen a medida que aumenta el valor de SiO₂, con excepción del contenido de Na₂O que no presenta concentraciones con una tendencia marcada, exhibiendo el mismo rango de valores (3,6 - 4,6 wt. % de Na₂O)

en las muestras de todas las unidades del Batolito Universidad. Por otro lado, las concentraciones de K_2O presenta valores que aumentan a medida que aumenta el valor de SiO_2 (Figura 4.3).

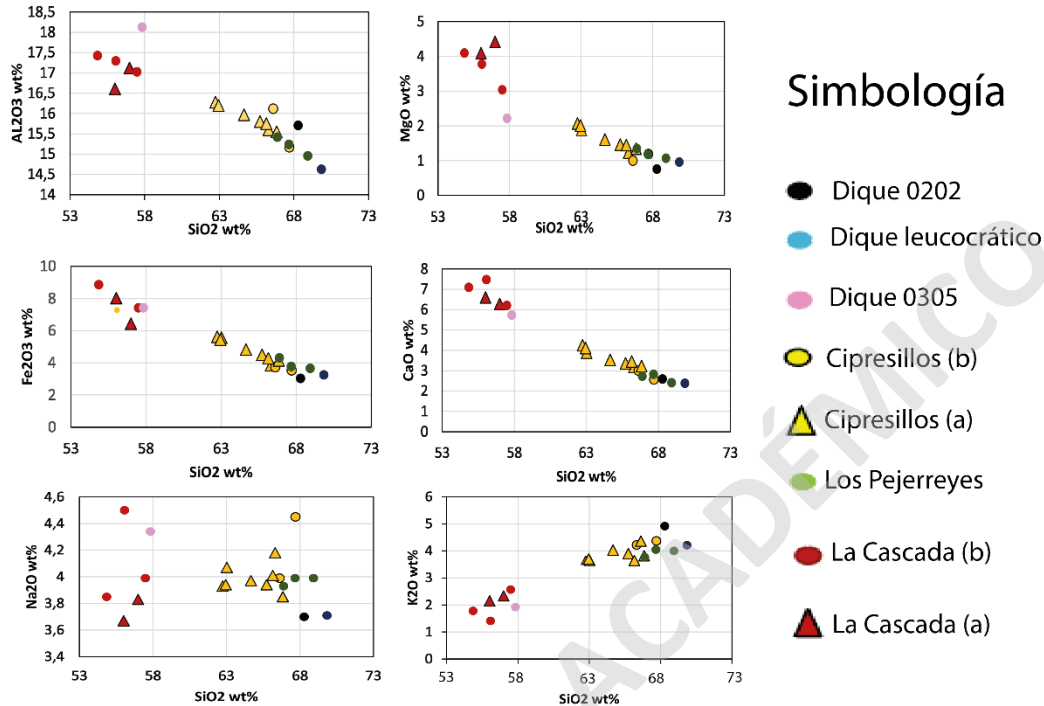


Figura 4.3. Diagramas Harker de elementos mayores que muestra la composición de las unidades del Batolito Universidad.

La unidad la Cascada posee muestras con concentraciones de elementos mayores, donde el contenido de Al_2O_3 presenta muestras con concentraciones que varían entre 16 a 18 wt. % de Al_2O_3 , donde La Cascada (b) presenta los mayores concentraciones y La Cascada (a) presenta las menores concentraciones. En tanto, la concentración de MgO exhibe valores entre 3 a 5 wt. % de MnO , donde La Cascada (b) presenta las menores concentraciones y La Cascada (a) muestra las mayores concentraciones; Sin embargo, el Fe_2O_3 y el CaO presenta muestras con concentraciones que varían entre 6 a 10 wt. % de Fe_2O_3 y CaO , sin tendencias notorias. Además, Na_2O y el K_2O que exhiben concentraciones que varían entre 1 a 4,6 wt. % de Na_2O y K_2O , sin tendencias notorias (Figura 4.3).

La unidad Cipresillos presenta muestras con concentraciones de elementos mayores con patrones decrecientes con respecto al contenido de SiO_2 . Específicamente,

se exhiben concentraciones con valores que varían entre 15 a 16 wt. % de Al_2O_3 , entre 1 a 2 wt. % de MnO y un promedio de concentraciones con valores de 3 a 5 wt. % de CaO y Fe_2O_3 , respectivamente. Sin embargo, no presenta tendencias notorias en cuanto a las concentraciones de K_2O y de Na_2O .

La unidad Los Pejerreyes posee muestras con concentraciones de elementos mayores que se caracterizan por valores que no varían tanto como las demás unidades. Específicamente, se exhiben concentraciones con valores que varían entre 14 a 16 wt. % de Al_2O_3 , en promedio concentraciones de 1 y 3 wt. % de MgO y de CaO respectivamente. Además, exhibe concentraciones con valores en promedio de 4 wt. % de Fe_2O_3 , de Na_2O y de K_2O (Figura 4.3).

Los diques de composición más ácida (monzogranito de biotita) presentan concentraciones en promedio de 15 wt. % de Al_2O_3 , 1 wt. % de MnO , concentraciones promedio cercanas a 3 wt. % de Fe_2O_3 , 2 wt. % de CaO , concentraciones cercanas a 3,7 wt. % de Na_2O , y concentraciones entre 4 a 5 wt. % de K_2O . Por otro lado, el dique cuarzo monzodiorítico, presenta concentraciones cercanas a 18 wt. % de Al_2O_3 (Figura 4.3), en promedio concentraciones cercanas a 2 wt. % de MnO . Además, exhibe concentraciones cercanas a 6 y 7 wt. % de CaO y de Fe_2O_3 , respectivamente. Presenta concentraciones cercanas a 4% wt de Na_2O y concentraciones cercanas a 2 wt. % de K_2O (Figura 4.3).

Se comparó la concentración original de Na_2O de las muestras vs las concentraciones de Na_2O del duplicado con el objetivo de visualizar si es que existe alguna diferencia por la baja variabilidad de dicho elemento (3,4 a 4,6 wt. %). Sin embargo, no existen diferencias aparentes (Figura 4.4).

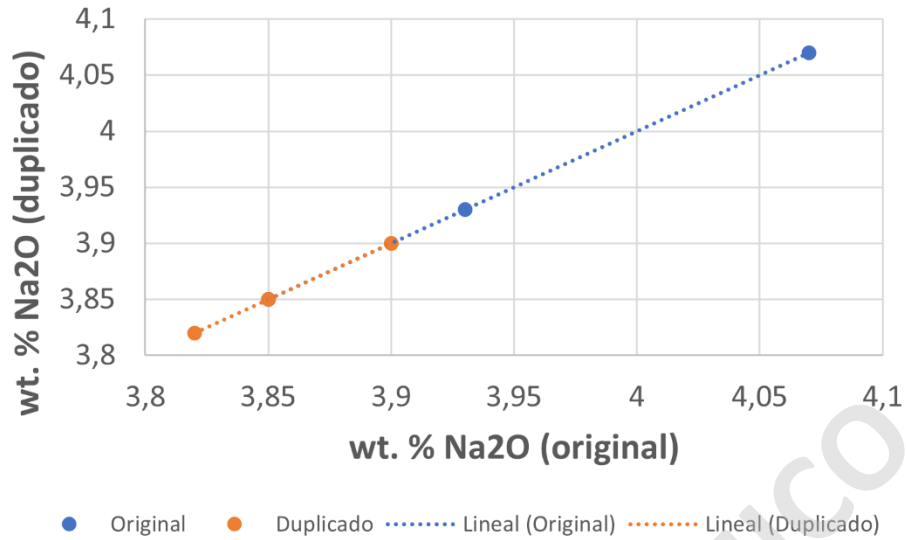


Figura 4.4 Gráfico de comparación de muestras originales y muestras duplicadas con respecto a la concentración de Na₂O. Las muestras duplicadas corresponden a la Unidad Los Pejerreyes (20BU0312) y a las Unidad Cipresillos (20BU0209 y 20BU0506)

4.2 Elementos menores.

Los elementos menores (Cr_3O_2 , P_2O_5 , MnO y TiO_2) que se muestra en los diagramas Harker, presentan dos grupos marcados de muestras separados por un *gap* de SiO_2 (58-63 wt. %). En general, el Batolito Universidad presenta concentraciones de elementos menores que disminuyen a medida que aumenta el valor de SiO_2 (Figura 4.5).

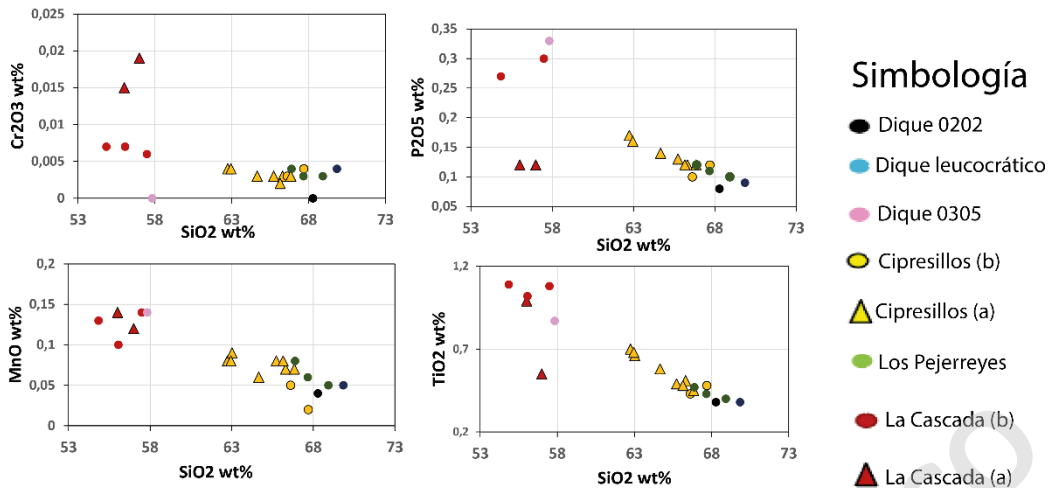


Figura 4.5. Diagramas Harker de elementos menores que muestra la composición de las unidades del Batolito Universidad.

La unidad La Cascada posee muestras con concentraciones de elementos menores que se caracterizan por amplios valores a diferencia de las demás unidades. Específicamente, se exhiben concentraciones con valores que varían entre 0,005 a 0,2 wt% de Cr_3O_2 , donde La Cascada (b) presenta los menores valores y La Cascada (a) presenta los mayores valores. El Cr_3O_2 presenta muestras con valores entre 0,005 a 0,2 wt. % de Cr_3O_2 , donde La Cascada (b) presenta los menores valores y La Cascada (a) presenta los mayores valores. El P_2O_5 posee muestras con concentraciones que varían entre 0,1 a 0,3 wt. % de P_2O_5 , donde La Cascada (b) presenta las menores concentraciones y La Cascada (a) presenta las mayores concentraciones. El TiO_2 presenta muestras con concentraciones que varían entre 0,5 a 1,2 wt. % de TiO_2 . Sin embargo, el MnO para la unidad más básica presenta muestras con concentraciones que varían entre 0,1 a 0,15 wt. % de MnO, sin tendencias notorias (Figura 4.5).

La unidad Los Pejerreyes presenta concentraciones de elementos menores sin tendencias notorias. Específicamente, se exhiben concentraciones de Cr_3O_2 con valores que varían entre 0 y 0,005 wt. %, una concentración promedio de 0,1 wt. % P_2O_5 y de 0,45 wt. % de TiO_2 . Finalmente, el contenido de MnO varía entre 0,05 a 0,1 wt. % MnO, con una tendencia decreciente con respecto al aumento del contenido de SiO_2 (Figura 4.5).

La unidad Cipresillos presenta concentraciones de elementos menores con tendencia decreciente con respecto al aumento del contenido de SiO_2 . En específico exhibe concentraciones con valores que varían entre 0 a 0,005 wt. % de Cr_3O_2 . Entre 0,2 a 0,7 wt. % de TiO_2 , y un promedio de concentraciones con valores de 0 a 0,2 wt. % de MnO y P_2O_5 (Figura 4.5).

Los diques presentan muestras con valores entre 0 a 0,005 wt. % de Cr_3O_2 . Específicamente, los diques con composición más ácida (monzogranito de biotita) presentan concentraciones que varían entre 0,05 y 0,1 wt. % de P_2O_5 , en promedio concentraciones de 0,05 wt. % de MnO y concentraciones en promedio de 0,4 wt. % de TiO_2 . Por otro lado, el dique cuarzo monzodiorítico que presenta concentraciones mayores a 0,3 wt. % de P_2O_5 , concentraciones cercanas a 0,15 wt. % de MnO . En promedio concentraciones cercanas a 0,9 wt. % de TiO_2 (Figura 4.5).

4.3 Elementos trazas.

Los elementos trazas (Zr, Rb, Ba y Sr) que se muestran en los diagramas Harker, al igual que en los demás elementos, presentan dos grupos de muestras, los cuales están separados por un *gap* de SiO_2 (58-63 wt. %; Figura 4.6). En general, el Batolito Universidad presenta concentraciones de elementos trazas con tendencias constantes.

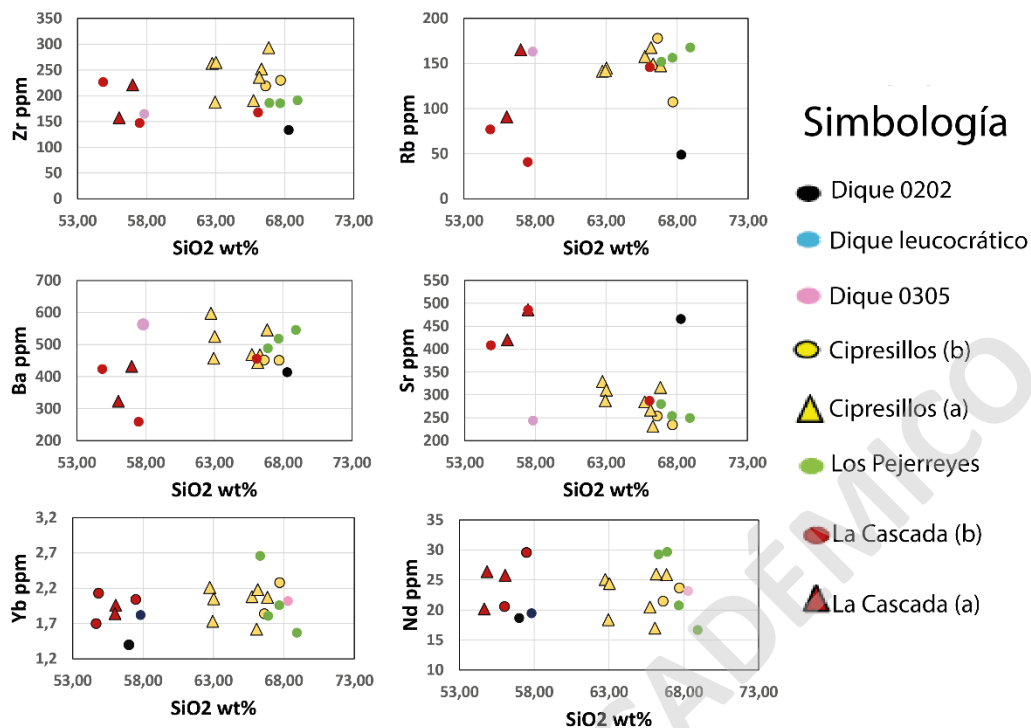


Figura 4.6. Diagramas Harker de elementos trazas expresados en ppm vs SiO₂ wt%, expresados en ppm.

Para la unidad más básica (La Cascada), los elementos trazas no presentan tendencias notorias. Específicamente, el Zr presenta concentraciones que varían entre 150 a 250 ppm, el Rb que varían entre 25 a 100 ppm, el Ba presenta muestras con concentraciones que varían entre 200 a 400 ppm, el Sr presenta muestras con concentraciones que varían entre 350 a 500 ppm, el Yb que varía entre 1,2 a 3,2 ppm y para el Nd que presenta concentraciones entre 15 a 30 ppm (Figura 4.6).

La unidad Cipresillos presenta muestras con concentraciones que varían entre 100 a 300 ppm de Zr y de Rb, donde estas concentraciones tienden a disminuir a medida que aumenta el porcentaje de SiO₂. Sin embargo, esta unidad posee muestras con concentraciones de Ba que varían entre 400 a 600 ppm y de Rb entre 100 a 200 ppm de Rb donde estas concentraciones tienden a estabilizarse entre los valores 65 a 68% wt de SiO₂. Además, los elementos Yb y Nd que no presentan tendencia marcada, donde las concentraciones varían entre 1,2 a 2,7 ppm de Yb y presenta concentraciones entre 15 a 30 ppm de Nd (Figura 4.6).

La unidad Los Pejerreyes presenta concentraciones que varían entre 150 a 300 ppm tanto de Zr como Sr, manteniendo una tendencia constante. Sin embargo, los elementos Rb y Ba presentan una tendencia que aumenta levemente a medida que aumenta el porcentaje de SiO₂. Además, los elementos Yb y Nd presentan tendencia de descendiente a medida que aumenta el porcentaje de SiO₂ (Figura 4.6).

Los diques en general presentan concentraciones cercanas a 0 ppm de Zr y concentraciones entre los 400 y 660 ppm de Ba. Específicamente, los diques con composición más ácida (monzogranito de biotita) exhiben concentraciones cercanas a los 150 ppm de Rb y concentraciones cercanas a los 200 ppm de Ba. Por otro lado, el dique cuarzo monzodiorítico que muestra concentraciones con valores cercanos a los 50 ppm de Rb, y concentraciones cercanas a los 500 ppm de Ba (Figura 4.6).

Las unidades internas del Batolito Universidad presentan valores similares de tierras raras, donde existe enriquecimiento en LILE relativo a HFSE y HREE (Figura 4.7). Además, se destacan las anomalías positivas de K, anomalías negativas de Nb, P y Ti (Figura 4.6).

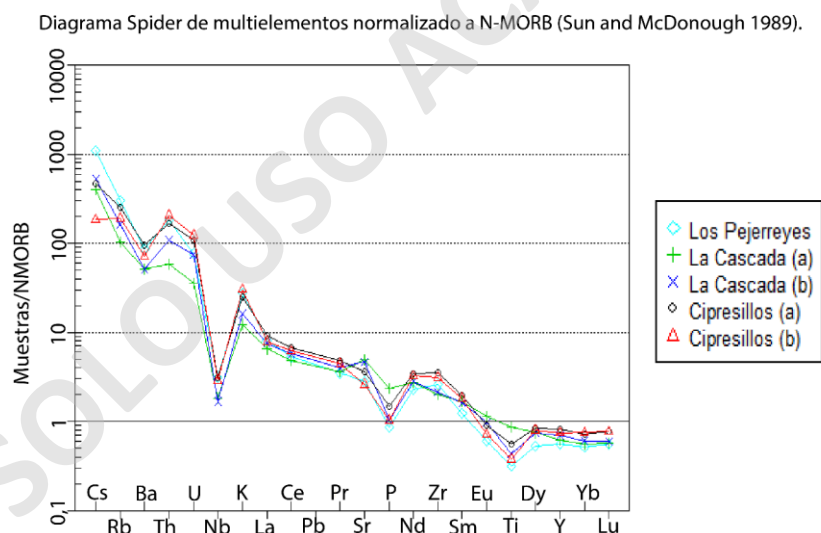


Figura 4.7. Diagrama Spider de multielementos normalizado a N-MORB (Sun and McDonough 1989). Cada línea representa las concentraciones promedio de los elementos de multielementos correspondiente a cada unidad interna del Batolito Universidad.

4.4 Tierras raras.

En general, el Batolito Universidad presenta los típicos patrones decrecientes asociados a los magmas de subducción (Figura 4.8), exhibiendo una anomalía negativa de Eu y razones de La/Yb entre 8,6 y 20,5. La unidad más ácida (Cipresillos) presenta mayor contenido de elementos trazas que las unidades más básicas (La Cascada). La Unidad Los Pejerreyes presenta los valores más bajos de REE con respecto a las demás unidades del Batolito Universidad.

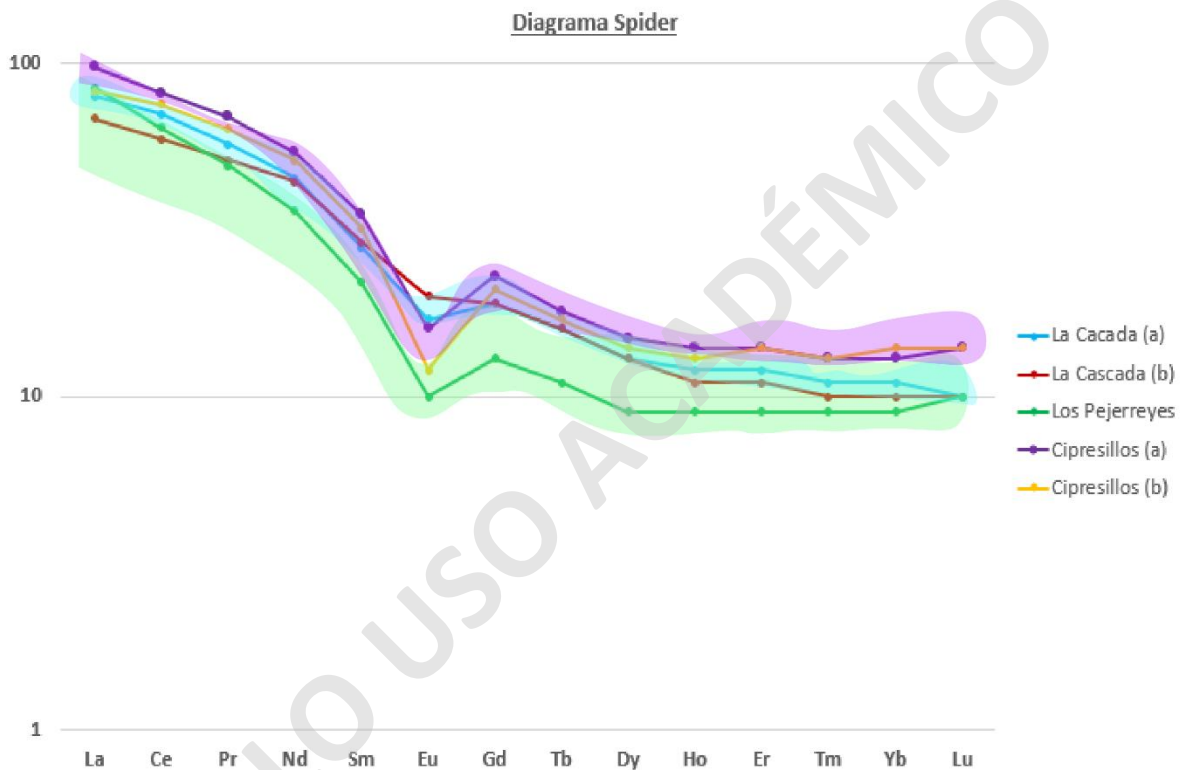


Figura 4.8. Diagrama de tierras raras normalizadas al condrito (Taylor Y McLennan, 1985). Cada línea representa las concentraciones promedio de los elementos de tierras raras correspondiente a cada unidad interna del Batolito Universidad.

5 Discusiones.

5.1 Mecanismo de emplazamiento del plutón.

Las muestras del Batolito Universidad se caracterizan por ser series calcoalcalinas y potásicas, por lo tanto, los magmas muestran una firma geoquímica que perdura en un ambiente tectónico convergente y de subducción (corteza oceánica bajo corteza continental), propio del magmatismo de los Andes de Chile central durante el Neógeno (Jerez, 2007; V. I. M. Makshev & Unizaga, 2004; Figura 4.2). Además, los elementos trazas muestran un enriquecimiento de elementos LILE (incompatibles) frente a los HFSE (compatibles), y bajas concentraciones de P, Ti y Sr, las cuales son características típicas de zonas de subducción (Figura 4.5, Figura 4.6, Figura 4.7 y Figura 4.8). El diagrama spider N-MORB (Figura 4.7) presenta pendiente decreciente y anomalía negativa de Nb, lo que es característico de la composición de un arco (Sánchez, 2016).

El Batolito Universidad se habría emplazado en una roca de caja con comportamiento reológico frágil, probablemente mediante *stoping* magmático, propio de niveles superiores de la corteza y tal como se ha sugerido para otros intrusivos de edad similar en Chile central (Payacán, 2021), donde las evidencias son la presencia de estructuras magmáticas generadas como diques en contacto con la roca caja, contactos entre roca caja y Batolito Universal bien definidos y de carácter irregular, junto con la presencia de *roof pendants* y una serie de diques que emanan del intrusivo principal (Figura 3.4). La arquitectura cortical de los niveles superiores de la corteza, caracterizada por la presencia de la discordancia angular entre la Fm. Abanico y la Fm. Farellones, habría favorecido el cese del ascenso del magma, permitiendo la construcción del Batolito Universidad. Esto se sustenta en el hecho de que el techo del Batolito Universidad coincide con el contacto por discordancia angular de dichas formaciones. Con base en las restricciones estratigráficas de la Fm. Farellones, a la cual se asignan potencias que varían entre 1.300 y 3.000 m (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2005; Farías et al., 2008; Rojas, 2014), se infiere que el Batolito Universidad se habría emplazado bajo condiciones de presión entre 1,5 a 2 kbar.

Diversos autores (Cruden, 2008; De Saint Blanquat et al., 2011; Dufek y Bachmann, 2010) coinciden en que los magmas emplazados en la corteza superior tienden a estancarse a los 3 a 5 km de profundidad. Aquí las siguientes interrogantes toman relevancia: ¿qué pasa en niveles más superficiales y por qué no es posible que este magma

siga ascendiendo. La respuesta se suele atribuir a dos factores: obstáculos reológicos y propiedades del magma como la viscosidad y cristalinidad. Como se señaló anteriormente, en el caso particular del Batolito Universidad, la existencia de un obstáculo reológico estaría marcado por la discordancia angular entre las formaciones volcánicas. Si el mecanismo de emplazamiento del batolito fue el stoping, la presencia de un nivel en que la roca presenta menor grado de deformación podría disminuir la capacidad del magma para intruir e incorporar xenolitos que permitan la generación de espacio.

Por otro lado, las propiedades físicas del magma también jugarían un rol importante en estos niveles someros de la corteza, donde la exsolución de volátiles hace que el magma aumente su cristalinidad, y por ende su viscosidad efectiva, a medida que el magma asciende y se descomprime. En efecto, al realizar los cálculos de cristalinidad de un magma (con composición equivalente a 56 wt. % de SiO₂, tomado del promedio de concentraciones de las muestras de la unidad La Cascada (a), con distinto contenido de H₂O inicial; Tabla 2), el cual asciende isotermalmente a través de la corteza, se puede notar que este alcanza el 60% de cristalinidad en torno a 1 kbar de presión, equivalente a 3 km de profundidad (Tabla 3; Figura 5.1). Esto indica que los procesos de exsolución de volátiles serían importantes para detener el ascenso del magma a través de la corteza.

Tabla 2. Variables del Batolito Universidad utilizadas en los modelos de evolución de cristalinidad durante el ascenso isotermal del magma, realizados mediante el software *Rhyolite-MELTS*. Elaboración propia.

Temperatura (°C)	Presión (kbar)	Profundidad (km)	% h ₂ o
750	0.5- 3	1,5- 9	0
			1
			2
			3
800	0.5- 3	1,5- 9	0
			1
			2
			3
850	0.5- 3	1,5- 9	0
			1
			2
			3
900	0.5- 3	1,5- 9	0
			1
			2
			3

Tabla 3. Equivalencias numéricas de la presión (kbar) con respecto a la profundidad (km).

Presión (kbar)	Profundidad (km)
3	9
2	6
1	3
0,5	1,5

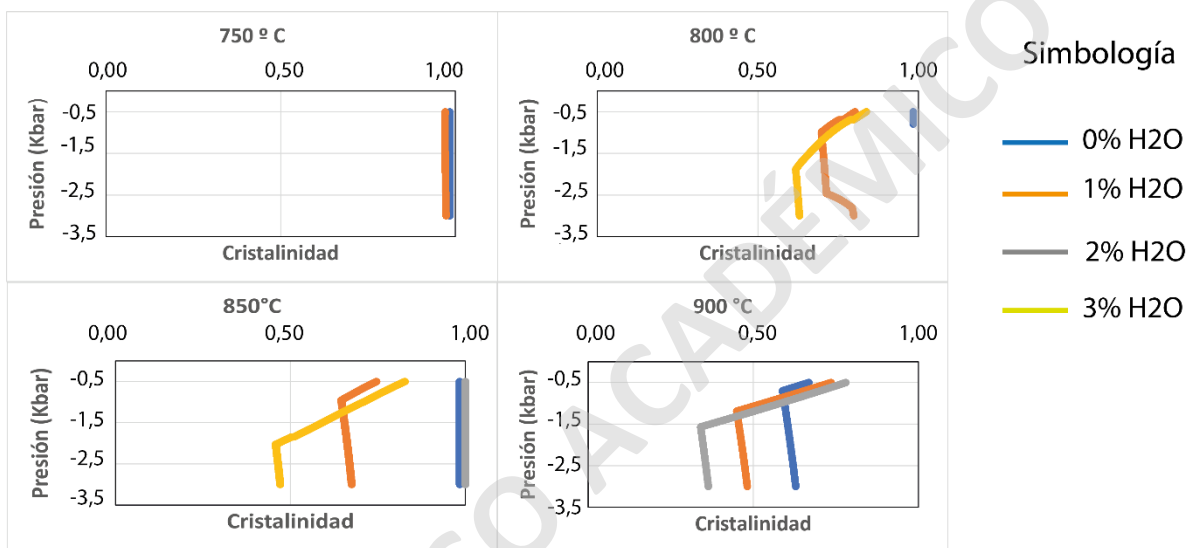


Figura 5.1. Gráficos cristalinidad del magma vs presión (equivalente a profundidad) para demostrar que la cristalinidad del magma tiende a estabilizarse a menores presiones, sobre todo a partir de los 3 km de profundidad (1 kbar), donde la cristalinidad actuaría como factor importante para que el magma no siga ascendiendo hacia la superficie. Elaboración propia.

5.2 Modelo evolutivo temporal de Batolito Universidad.

En cuanto a la **temporalidad** de la construcción del Batolito Universidad, se interpreta que las unidades internas son más jóvenes hacia el este, donde la unidad más antigua es unidad La Cascada, luego se habría formado la unidad Cipresillos y, por último, la unidad más joven Los Pejerreyes. La evidencia de esto es el contacto por intrusión que presentan estas unidades, ya que la Unidad Cipresillos intruye a la Unidad La Cascada y, la Unidad Los Pejerreyes intruye solo a la roca caja en la zona este del área del estudio (Figura 3.3). El contacto entre estas unidades permite interpretar que el estado reológico

de esta unidad habría sido frágil. Sin embargo, lo que faltaría para corroborar esto es realizar estudios de geocronología.

En cuanto al tiempo de formación aproximada del reservorio, contemplando desde su construcción hasta la formación de las unidades internas del Batolito Universidad, se podría relacionar el tamaño del plutón con su tiempo formación (De Saint Blanquat et al., 2011; Figura 5.2), por tanto se podría inferir que el reservorio magmático del Batolito Universidad debido a su volumen cercano a 500 km^3 se habría formado dentro de un intervalo de tiempo cercano a 200 ka. a 1 Ma.

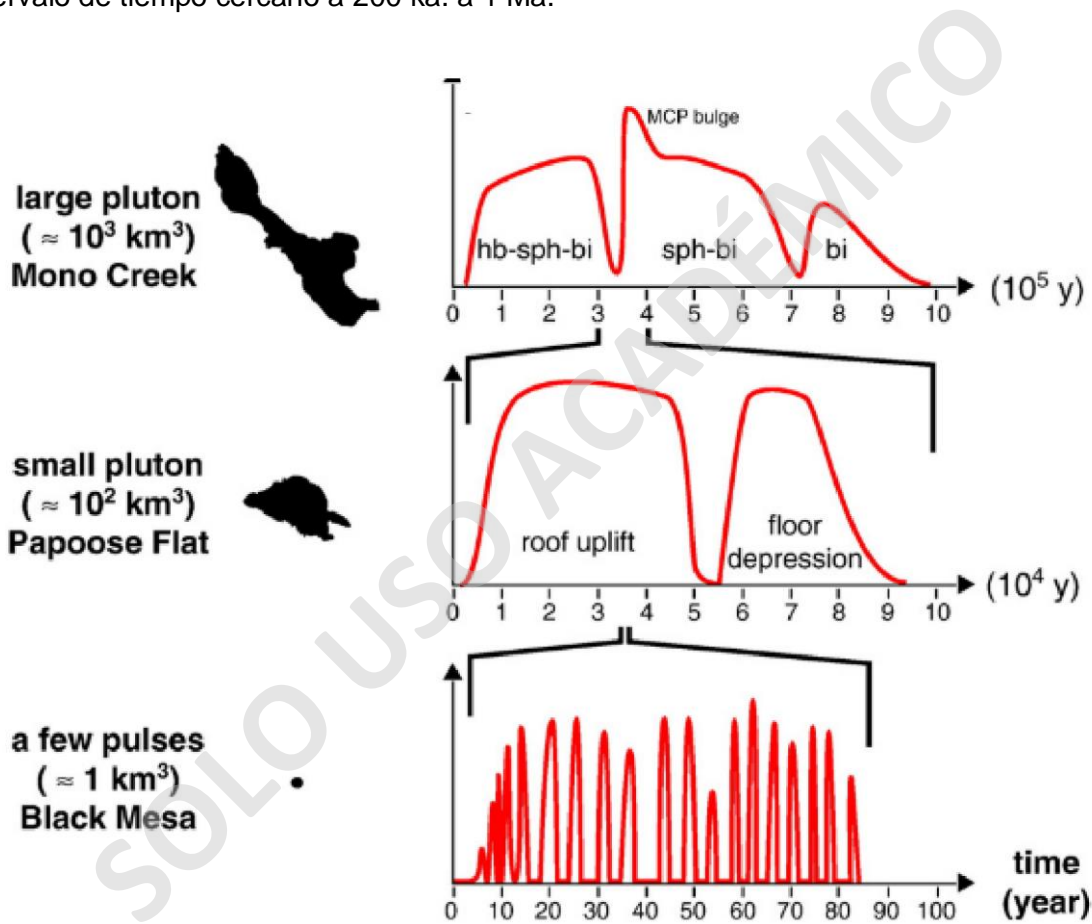


Figura 5.2. Relación de tamaño plutón con tiempo de formación. Extraído de De Saint Blanquat et al., (2011).

Debido a los resultados expuestos, se ha construido un modelo teórico evolutivo del Batolito Universidad, donde las características encontradas en terreno como tipo de contactos entre las unidades internas y las características mineralógicas y texturales del

Batolito Universidad se puede interpretar las distintas etapas involucradas en su construcción (Figura 5.3):

- (1) Etapa temprana y emplazamiento:** En esta etapa ocurre la inyección inicial del magma parental donde comienza a construirse el reservorio magmático, posiblemente mediante el proceso de emplazamiento “*stopping*” en un contexto reológico frágil, evidenciado por la presencia de xenolitos conservados en el batolito, preservando texturas primarias. Sumado a estructuras como *roof pendants*. Este magma parental se caracteriza por ser homogéneo, preservado principalmente en los bordes del intrusivo, con una composición inicial 56 wt% SiO₂ (Figura 5.3(1) y Figura 5.3(2)).
- (2) Etapa de diferenciación magmática:** Durante esta etapa el proceso de inyección del magma comienza a estancarse y el reservorio magmático está construido. El cual comienza a enfriarse y cristalizar progresivamente, donde este sufre la formación de bordes fríos y rígidos (frentes de solidificación) y una zona interna convectiva (Figura 5.3 (2.1)). La zona interna, al quedar aislada termalmente y presentar mayores tiempos de enfriamiento, habría estado sometida a procesos de diferenciación interna caracterizados por la segregación de cristales más densos (máficos) en zonas inferiores, así como también cristalización fraccionada no continua, dando paso a la generación de la unidad La Cascada (Figura 5.3(2.2)). Debido a que ocurre un proceso de desmezcla cuando el fundido presenta composiciones entre 58 y 61 wt. % de SiO₂, se genera la separación de sólidos y líquidos, pero también quedando cúmulos, debido a la textura acumulada presente en la Unidad La Cascada. Hacia el centro del reservorio se destaca la convección interna del magma, la cual habría favorecido el retrabajo de las unidades previamente cristalizadas (explicando los contactos truncados y la zonación normal y lateral), dando paso a la generación de la unidad Cipresillos y por último la genera la unidad Los Pejerreyes (Figura 5.3 (2.4)). Cabe destacar que la cristalización efectiva se produce desde el 60% de volumen de cristales (Dufek & Bachmann, 2010).
- (3) Etapa tardi-magmática:** Esta etapa tendría lugar durante los últimos períodos de cristalización del reservorio. En esta etapa empezaría a formarse

extracción de líquidos diferenciados desde el centro del reservorio, generando los diques de composición intermedia (cuarzo monzodiorítico, Figura 5.3 (3)).

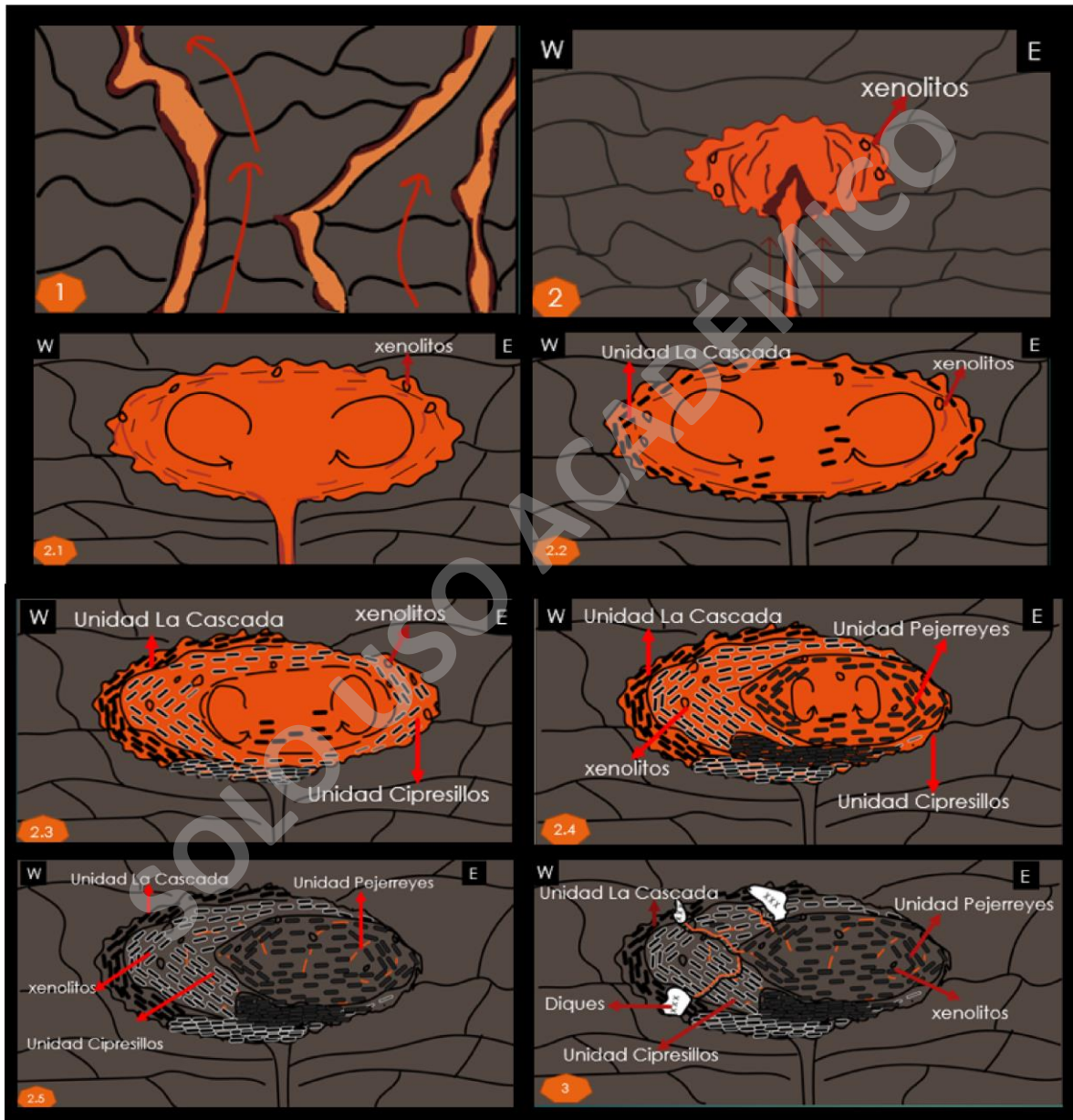


Figura 5.3. Nuevo modelo de evolución magmática del Batolito Universidad. Elaboración propia.

La otra opción de evolución del Batolito Universidad es que se podría haber formado a partir de dos pulsos magmáticos, donde el primer pulso tiene una composición parental igual a la unidad más básica (La Cascada) y evoluciona hasta formar a la Unidad Cipresillos, y luego otro pulso magmático de composición parental similar a la Unidad Cipresillos, es capaz de formar a la Unidad Los Pejerreyes. Las posibles evidencias de esta opción es que la Unidad Pejerreyes presenta una disposición espacial distinta a las demás unidades, donde la unidad Los Pejerreyes tiende a ser circular, a diferencia de las otras unidades que son alargadas, indicando que la unidad Los Pejerreyes está desacoplada del resto del intrusivo, representando un lóbulo adyacente al Batolito Universidad. Además, no se puede observar el contacto interno con las demás unidades, ya que sólo está en contacto con la roca caja, probablemente cubierto por los depósitos no consolidados.

Sin embargo, para que se cumpla la opción de dos pulsos magmáticos, la unidad Los Pejerreyes debería presentar una tendencia distinta a la actual en el diagrama spider de tierras raras (Figura 4.7) ya que debería presentar mayor concentración de tierras raras debido a que sus muestras son de composición más ácida con respecto a las demás unidades del Batolito Universal, por ende, esos elementos incompatibles deberían verse reflejados en esa tendencia, lo cual no es el caso. Además, probablemente los gráficos de geoquímica deberían ser distintos a los actuales, debido a que las muestras de la Unidad más ácida (Los Pejerreyes) deberían posicionarse en un extremo más ácido al actual, quedando más lejos de las muestras de la Unidad Cipresillos, donde se demostraría que estas unidades no tienen el mismo parentesco. Sumado a lo anterior, los gráficos de Geoquímica deberían presentar una tendencia no lineal y una regresión lineal lejana a 1, donde tampoco es el caso.

5.3 Testeo de cogeneteidad.

Se realiza un testeo de cogeneteidad de las muestras internas del Batolito Universidad, para evaluar si es que provienen del mismo magma parental. Cabe destacar que el elemento conservativo que se ha utilizado para estos diagramas es el cobalto, debido a que es un elemento traza que no presenta variaciones con respecto a otros elementos trazas, es decir, generalmente al comparar el elemento cobalto con otros elementos químicos se observa que sigue una tendencia lineal que tiende al origen (Figura 5.4). Por lo tanto, las características del elemento cobalto en este caso, permitiría interpretar que las muestras del batolito provienen del mismo magma parental.

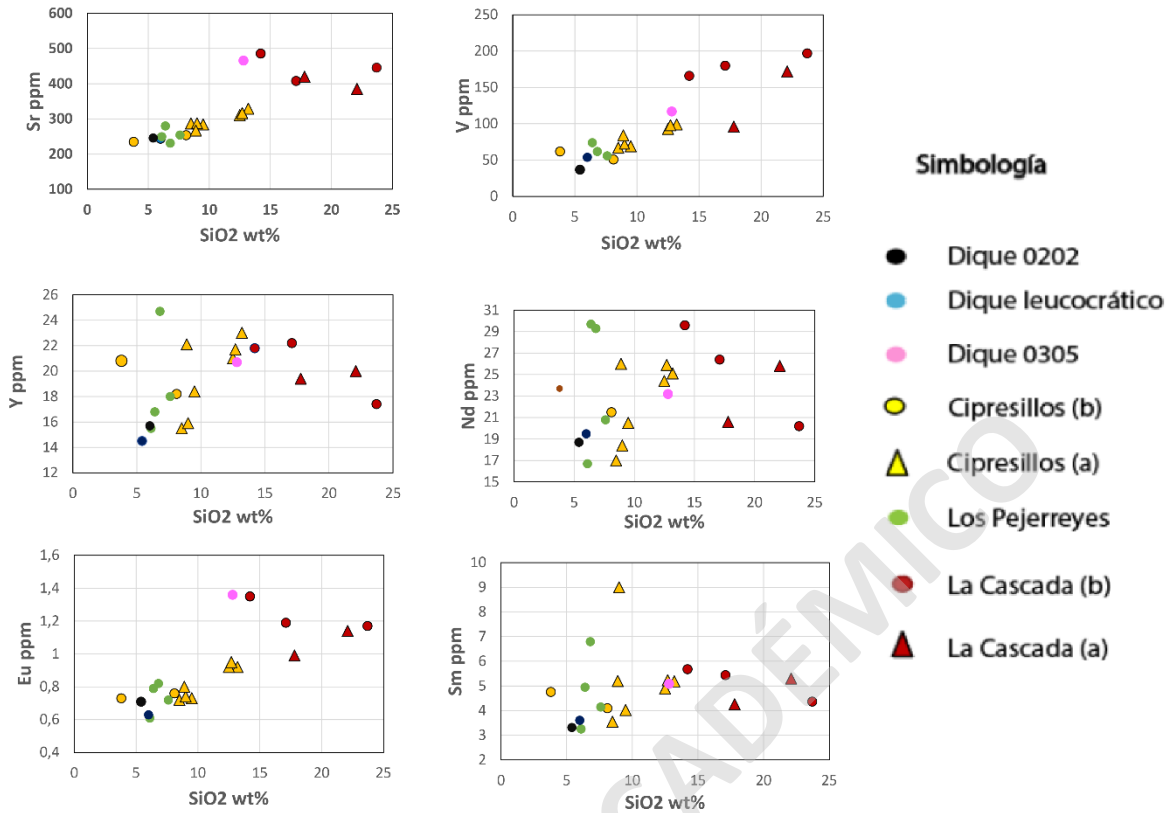


Figura 5.4. Gráficos cobalto versus elementos trazas para evaluar elemento conservativo.

Además, se elaboran diagramas de Pearce (*Pearce Element Ratio Diagrams* - PER), donde a través de estos se puede interpretar los minerales que ejercen un control en la evolución composicional del Batolito Universidad. En estos diagramas se observa que tanto la plagioclasa (Figura 5.5), como los feldespatos (Figura 5.6) presentan un control dentro de las muestras del Batolito Universidad, debido a que presentan una tendencia notoriamente lineal. En la Figura 5.7 se desprende que existe un mayor control de plagioclasas con respecto a clinopiroxeno debido a su pendiente. Cabe destacar que el mineral que presentan mayor control con respecto a los demás minerales es el feldespato potásico, por poseer una regresión lineal más cercana a 1 (Figura 5.6).

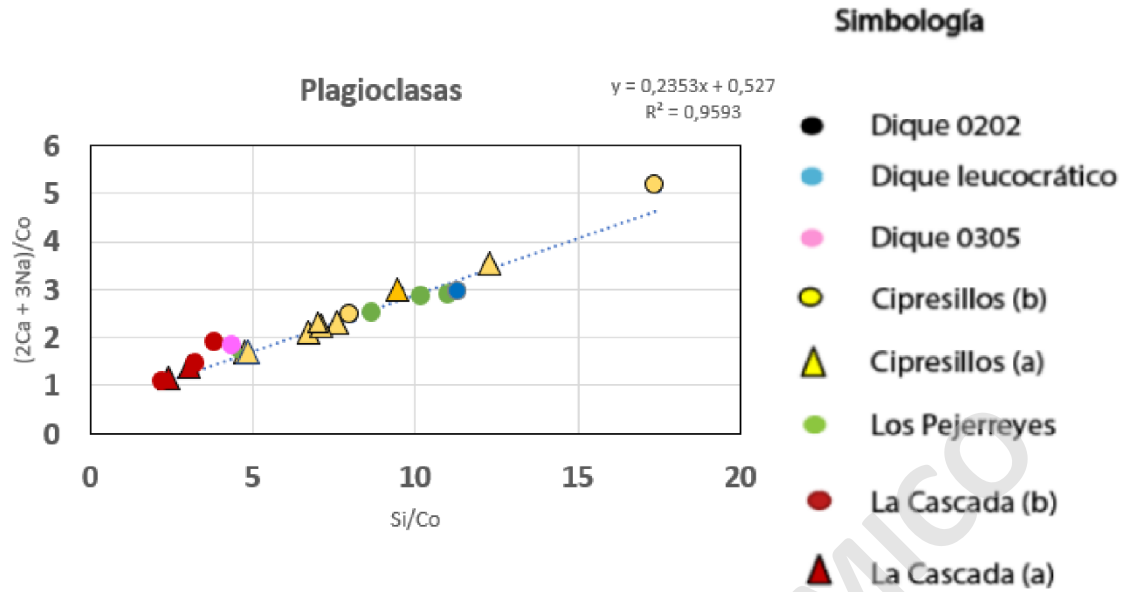


Figura 5.5. Diagrama de plagioclasas correspondientes a muestras de unidades internas del Batolito Universidad.

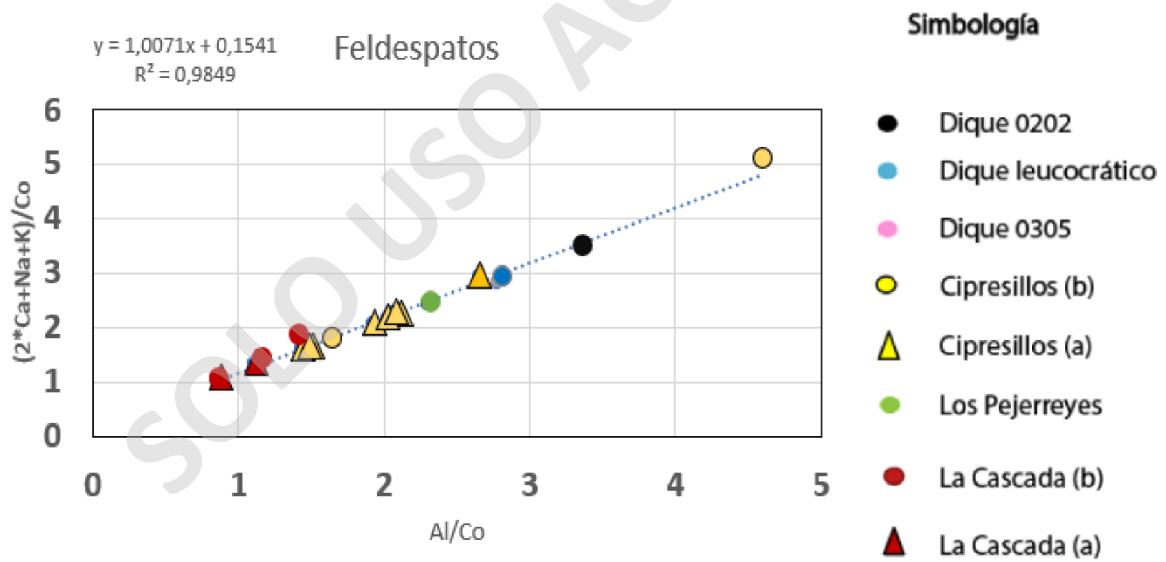


Figura 5.6. Diagrama PER de feldespatos correspondientes a muestras internas del Batolito Universidad.

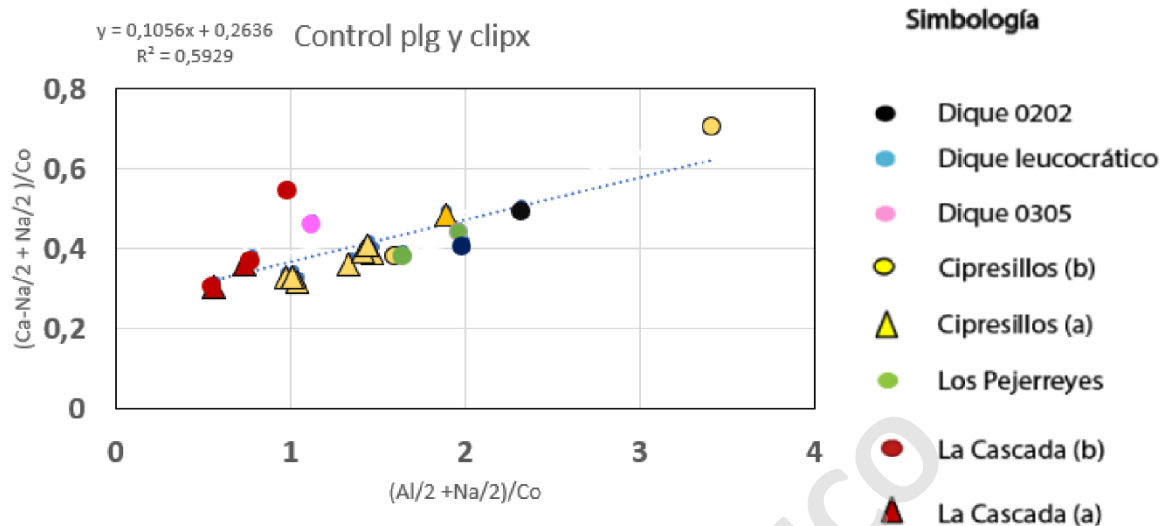


Figura 5.7. Diagrama PER control plagioclasas y clinopiroxeno correspondientes a las muestras internas del Batolito Universidad.

5.4 Simulación termodinámica y evaluación del fraccionamiento.

Aquí se presentan los resultados de las simulaciones termodinámicas que evalúan la evolución composicional del sistema magmático del Batolito Universidad bajo distintas condiciones iniciales (variabilidad de temperatura, presión, porcentaje de agua).

Las variaciones composicionales del Batolito Universidad (observados en los gráficos del capítulo 4) muestran una tendencia lineal por tramos con inflexiones, donde quedan dos grupos de muestras aislados entre sí: uno de los grupos es representado por muestras básicas que representan a la Unidad La Cascada y otro grupo es representado por muestras ácidas que representan a las unidades Cipresillos y Los Pejerreyes. Estos patrones geoquímicos se podrían interpretar como un proceso magmático de desmezcla (cristalización fraccionada mediante un solo evento de segregación de fundidos). Para evaluar la hipótesis se utiliza el *software Rhyolite-Melts* (Ghiorso, 1998) con el objetivo de reproducir la composición de las muestras del Batolito Universidad. Para esto se modela la evolución de la composición del líquido, sólido y mezcla entre estos a medida que el magma parental del Batolito Universidad va cristalizando.

Debido a que el modelo de desmezcla propone que las muestras más ácidas (Unidad Cipresillos y Los Pejerreyes) corresponden al líquido del fundido y que las muestras

más básicas (Unidad La Cascada) corresponden a cumulos, aquí se compara la composición del líquido simulado con las composiciones de las unidades Cipresillos y Los Pejerreyes, mientras que la composición de cumulo (sólidos más líquido) se compara con la composición de la Unidad La Cascada.

Dentro de las variables utilizadas para simular el fundido se considera un intervalo de la temperatura fijo (700 a 1200 °C; Tabla 4). Las condiciones de presión, agua y composición del fundido, va variando según el caso (Anexo 2, Anexo 3). Específicamente la presión varía entre 1,7 y 2 kilobar (1 kilobar = 3 km) lo que es equivalente a 6 km de profundidad, donde habría ocurrido el emplazamiento del Batolito Universidad, basado en restricciones estratigráficas, considerando las formaciones Abanico y Farellones. El H₂O varía entre 1,5 y 2% inicial, lo que corresponde al porcentaje de agua del magma inicial.

Tabla 4. Composición del magma parental para modelo A y modelo B.

Condiciones iniciales	Modelo A	Modelo B
wt % SiO ₂ inicial	63	56
wt % TiO ₂	0,62	0,946
wt % Al ₂ O ₃	16,1	17,098
wt % Fe ₂ O ₃	5,19	7,608
wt % MnO	0,08	3,886
wt % CaO	4,13	6,735
wt % Na ₂ O	3,98	3,968
wt % K ₂ O	3,45	2,048
wt % P ₂ O ₅	0,16	0,268
% H ₂ O inicial	2	1,5
Temperatura inicial (°C)	700	700
Temperatura final (°C)	1200	1200
Presión inicial (kbr)	2	2
Presión final (kbr)	2	2

En el *software Rhyolite-Melts* se han probado principalmente dos modelos, para simular el modelo teórico de desmezcla, el cual habría dejado un *gap* composicional entre los 57 a 61 wt. % de SiO₂, donde al fraccionar sólidos se originan las muestras más básicas del Batolito Universidad (Unidad La Cascada) y el residuo líquido cristaliza como las muestras más ácidas (Unidad Cipresillos y Los Pejerreyes). Se modelaron como un proceso de cristalización en equilibrio, debido a que simula al proceso de cristalización fraccionada

no continua, donde es posible asumir que el sistema evolucionó en equilibrio hasta ocurrido el fraccionamiento. Los dos modelos desarrollados consisten en:

- 1) El modelo evolutivo A, el cual considera un magma parental de composición intermedia, condiciones iniciales de 2% H₂O, 2 kbar y 63 wt% de SiO₂, la cual es el promedio de composiciones de todas las muestras del Batolito Universidad.
- 2) El modelo evolutivo B supone que el sistema comienza evolucionando a partir de una composición más básica de SiO₂ (56 wt. %), la cual es el promedio de las muestras más básicas del Batolito Universidad, que corresponden a la Unidad la Cascada (a), quedando estas muestras como magma parental. Además, estas muestras representarían el magma parental debido a que habría sido la primera en formarse ya que es intruída por las demás unidades internas del batolito. Donde las condiciones iniciales son de 1,5 % H₂O, 2 kbar.

5.4.1 *Modelo de evolución de composición intermedia (modelo evolutivo A).*

En este modelo la composición del líquido simulado se ajusta a la composición de las muestras más ácidas (Unidad Cipresillos y Los Pejerreyes; Figura 5.8). La composición del sólido simulado no se ajusta a la composición de las muestras más básicas (Unidad la Cascada) debido a que estas presentan menores valores de álcalis que la curva de sólidos simulados. Sin embargo, la composición de la mezcla de sólidos y líquidos simulados, que corresponden a los acumulados, no se ajustan a las muestras menos diferenciadas del batolito. La línea de mezcla entre el líquido simulado y sólido simulado no coincide con la composición de la unidad La Cascada, la cual representaría un acumulado.

La secuencia de cristalización comienza con la formación de apatito a los 1100°C, donde a medida que disminuye la temperatura (1000°C) cristaliza clinopiroxeno, plagioclasa, feldespato potásico y espinela. A los 850°C se generan cristales de biotita y óxidos. Por último, cristaliza cuarzo a los 800°C (Figura 5.9).

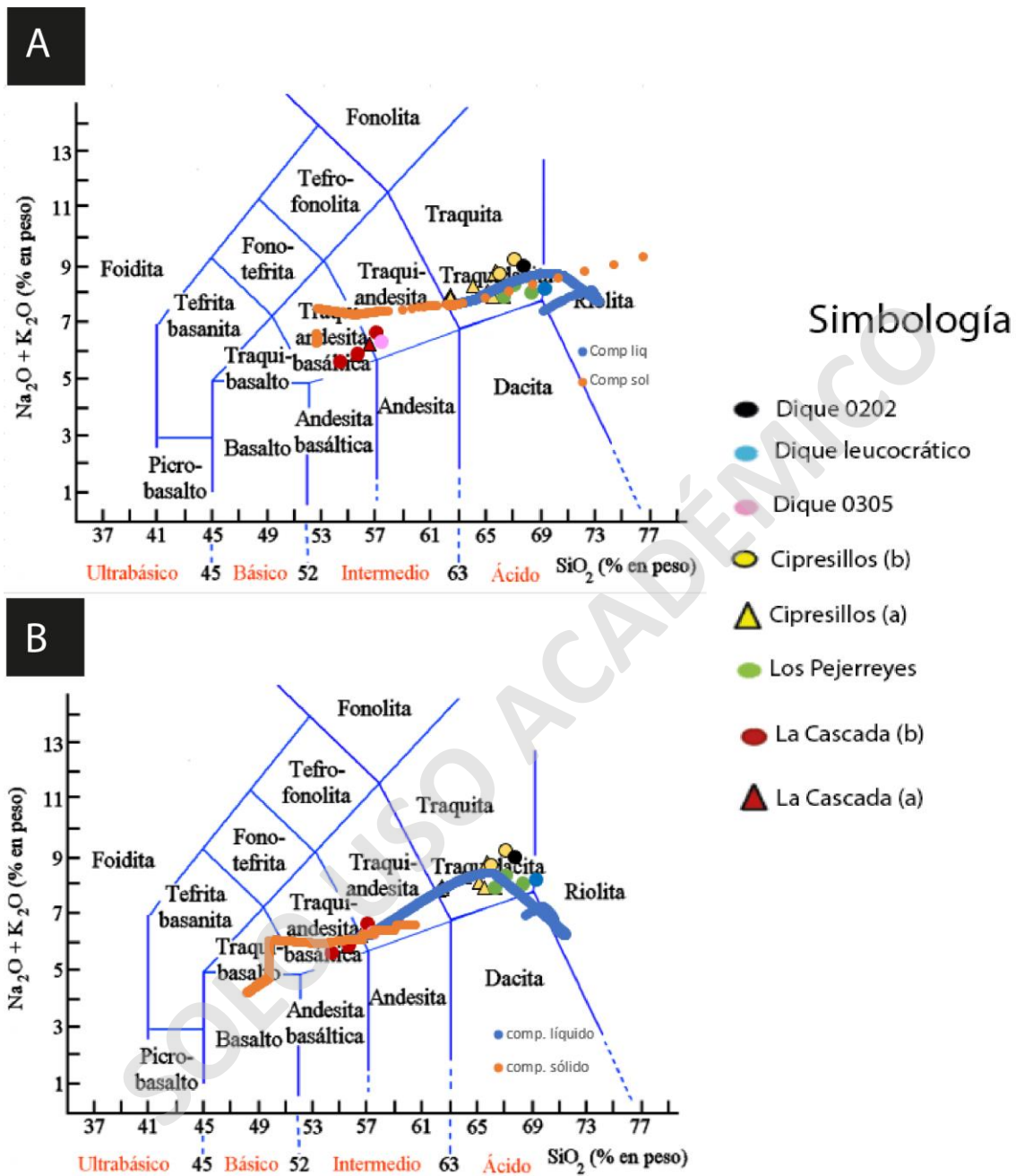


Figura 5.8. Gráficos que representan modelo de evolución de las muestras del Batolito Universidad. a) modelo corrido en *software Melts* con 2% de H₂O inicial y 2 kbar a partir de composición intermedia de SiO₂. b) modelo corrido en *software Melts* con 1,5 % de H₂O inicial y 2 kbar a partir de composición básica de SiO₂.

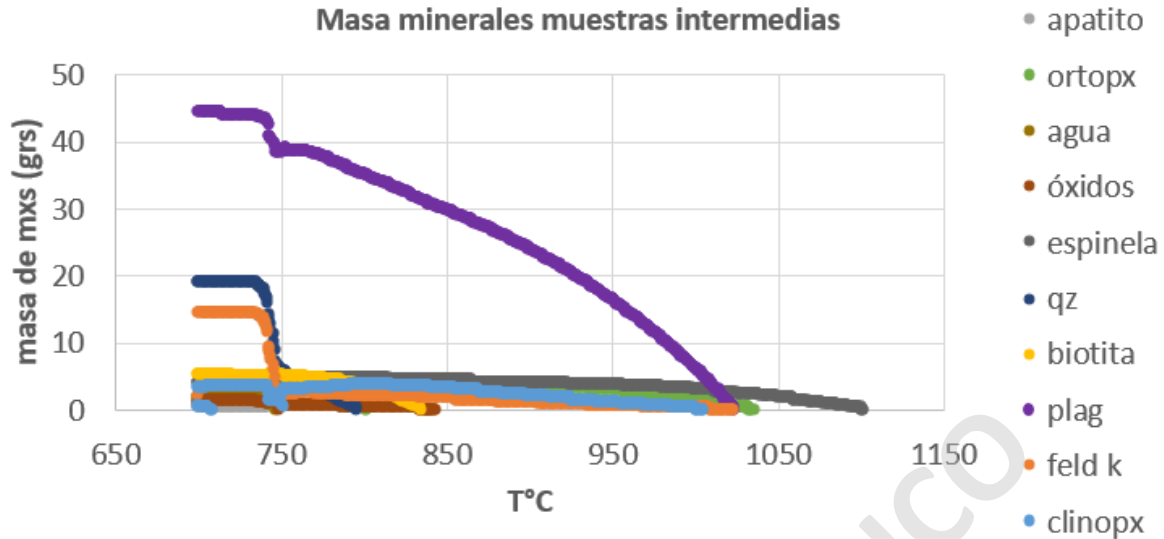


Figura 5.9. Gráfico de masa de minerales vs temperatura, en donde se puede apreciar la secuencia de cristalización a medida que va disminuyendo la temperatura del fundido. Secuencia de minerales modelo A.

5.4.2 Modelo de evolución de composición básica (modelo B).

En este modelo el magma parental correspondería a las muestras de la Unidad La Cascada (a), debido a que presenta las muestras con composición más básicas y sería la primera unidad en formarse debido a que es intruída por las demás unidades internas del batolito. En este modelo la composición del líquido se ajusta a la composición de las muestras más ácidas (Unidad Cipresillos y Los Pejerreyes). Por otro lado, la composición de las muestras de la Unidad La Cascada (b) se pueden reproducir como un cumulado, debido a que presentan textura de cúmulos, lo que es producto de la mezcla de las composiciones simuladas de los sólidos y líquido residual atrapado en sus intersticios (Figura 5.8). Cabe destacar que la composición del sólido simulado se ajusta a la composición de las muestras de Unidad la Cascada (b).

La secuencia de cristalización comienza con la formación de apatito a los 1150°C, donde a medida que disminuye la temperatura cristaliza clinopiroxeno (1100°C), plagioclasa y espinela. A los 1080°C se generan cristales de feldespato potásico y ortopiroxeno, y al disminuir aún más la temperatura (950°C) se genera biotita y óxidos. Por último, cristaliza cuarzo a los 800°C, con una composición de fundido de 71 wt. % de SiO₂ (Figura 5.10). El proceso de desmezcla en este modelo habría ocurrido entre los 57 a 61 wt. % de SiO₂, donde habría ocurrido la segregación del líquido de los sólidos.

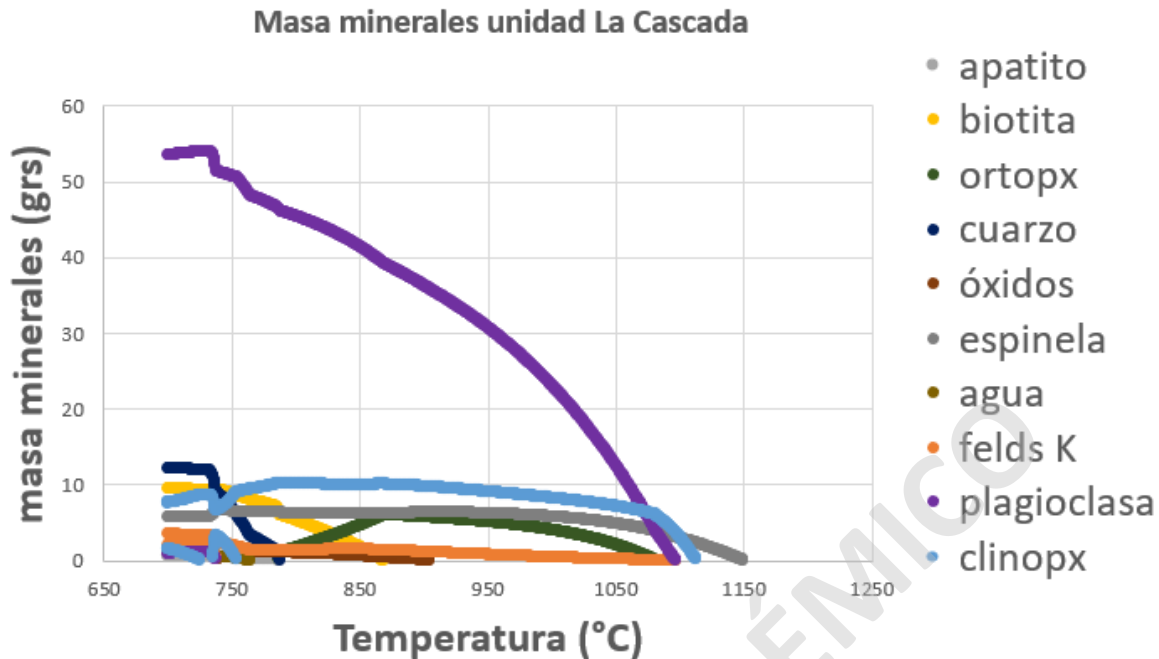


Figura 5.10. Gráfico de masa de minerales vs temperatura, en donde se puede apreciar la secuencia de cristalización a medida que va disminuyendo la temperatura del fundido. Secuencia de minerales modelo B.

5.5 Evolución composicional del Batolito Universidad.

Los resultados de las simulaciones muestran que el modelo simulado más compatible con las muestras del Batolito Universidad es aquel que presenta la curva del fundido similar al recorrido de estas muestras del Batolito Universidad. Por tanto, como conclusión de los resultados se puede decir que las muestras del Batolito Universidad pueden ser reproducidas con el modelo B, ya que a partir de una composición básica se pueden generar todas las muestras por el proceso de desmezcla, donde este proceso de diferenciación magmática habría ocurrido a través de segregación de líquido del sólido, el cual habría ocurrido en el gap composicional (entre los 58 a 61 wt% de SiO₂), esto se discutirá en el siguiente capítulo.

Al comparar los modelos evolutivos conceptuales expuestos en esta tesis, se puede extraer que el modelo que más se ajusta corresponde al modelo B, es decir, el modelo que parte simulando con una composición más básica (Figura 5.8 b) la curva de composición del fundido recorre todas las muestras del Batolito Universidad, sumado a que es el modelo que más se ajusta al proceso de diferenciación magmática propuesto, correspondiente a

desmezcla, donde este proceso habría ocurrido en el gap composicional (entre los 58 a 61 wt% de SiO₂), dejando como evidencia acumulados de composición más básicos (muestras de unidad La Cascada), esto evidenciado por la textura acumulada que presentan las muestras de la Unidad La Cascada. Por otro lado, el modelo A no logra reproducir las composiciones de todas las muestras del Batolito, ya que no explicaría la generación de las muestras más básicas, lo que hace que este modelo se descarte.

Por tanto, las simulaciones sugieren que el Batolito Universidad se habría originado a través de un proceso de desmezcla (debido a la tendencia casi lineal no continua, demostrada en los gráficos de resultados geoquímicos), donde a partir de la cristalización de un magma de composición básica (56 wt. % de SiO₂) se generan fundidos que dieron lugar a las muestras de la Unidad La Cascada y las muestras ácidas (Unidad Cipresillos y Los Pejerreyes).

Las características petrográficas de las muestras del Batolito Universal permiten interpretar que la cristalización fue lenta debido a que las muestras de rocas presentan textura fanerítica. Además, las Unidades La Cascada (a), La Cascada (b), y Cipresillos (a) habrían cristalizado de forma lenta por presentar tamaño relativo de cristales equigranular, por lo tanto, los cristales tuvieron tiempo y espacio suficiente para desarrollar al menos dos caras visibles. Por otro lado, las Unidades Cipresillos (b) y Los Pejerreyes habrían cristalizado lenta pero eficiente por presentar tamaño relativo de cristales inequigranular, por tanto, habría ocurrido una diferencia entre la tasa de nucleación y velocidad de crecimiento entre las distintas fases minerales.

Las variaciones geoquímicas sugieren un proceso de diferenciación magmática para llegar a formar el amplio espectro de muestras, partiendo desde un magma parental básico con composición de 56 wt% de SiO₂, lo que corresponde a las muestras más básicas del Batolito Universidad (Unidad La Cascada (a)), mientras que las muestras de la Unidad La Cascada (b) corresponden a acumulados debido a la textura de cúmulos que presentan. Dicho magma parental evolucionó hasta una composición ácida de 68 wt% de SiO₂, que corresponde a la composición de las muestras de la Unidad Los Pejerreyes. Este magma habría sufrido fraccionamiento súbito, donde habría ocurrido cristalización fraccionada no continua en forma de desmezcla.

Dicho proceso de desmezcla habría ocurrido cuando el magma presenta 60% de cristalinidad con composición de líquido de 67% de SiO₂, donde ocurre un fraccionamiento

súbito separándose el sólido y el líquido, quedando acumulados (mezcla de sólido y líquido) (Figura 5.11d). Estos acumulados corresponden a las muestras de composición básicas de la Unidad La Cascada (b), debido a que presenta textura de cúmulos, sin embargo, las muestras de la Unidad La Cascada (a) no presentan esta textura característica, por lo que no se consideran acumulados, sino que se consideran como el magma parental debido a que sería la primera unidad en formarse debido a la relación de contacto, donde esta unidad es intruída por el este por la Unidad La Cascada (b), además esta Unidad presenta las composiciones más básicas del batolito. Según la simulación los minerales que conforman a los acumulados serían clinopiroxeno, plagioclasa y hornblenda, lo que coincide con los minerales que contienen las muestras más básicas (Unidad La Cascada). Por otro lado, el líquido extraído corresponde a las unidades más ácidas (Unidad Cipresillos y Los Pejerreyes), donde según la simulación este líquido aislado cristaliza feldespato potásico, cuarzo y biotita, lo que coincide con los minerales presentes en las muestras de las unidades Cipresillos y Los Pejerreyes (Figura 5.11 A). En particular la evolución composicional detallada se describe a continuación:

- (1) **Etapa temprana**: en un reservorio magmático, alojado aproximadamente a 6 km de profundidad, a partir de un magma parental de composición básica (56 wt% de SiO_2) con 1,5% H_2O inicial en el fundido, comienza a cristalizar apatito cuando el magma presenta 1150°C . Al disminuir la temperatura (1000°C), se habrían formado los primeros cristales de clinopiroxeno, espinela y plagioclasa anortítica (Figura 5.12). Luego sigue disminuyendo la temperatura (950°C) fraccionando hornblenda lo que se evidencia en la petrografía del Batolito Universidad, específicamente en el tamaño y forma de estos cristales (clinopiroxeno, hornblenda, espinela y feldespato potásico) que suele ser mayor que el resto de los minerales, por tanto, habrían tenido el tiempo y espacio suficiente para formarse. Además, los datos geoquímicos, en los diagramas Harker, se observa la tendencia de empobrecimiento de ciertos elementos en el fundido, tales como Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y CaO , elementos menores como Cr_2O_3 , P_2O_5 , MnO , TiO_2 , y elementos trazas como Sr, lo que permite interpretar el fraccionamiento temprano de estos cristales (clinopiroxeno y plagioclasa). Sumado a que el gráfico de tierras raras presenta una línea con menores concentraciones de estos elementos correspondiente a la Unidad Los Pejerreyes, debido a que presenta menores concentraciones de tierras raras con respecto a las demás

unidades, lo que evidencia el fraccionamiento de clinopiroxeno y hornblenda (Figura 5.13). Por otro lado, las tendencias de las tierras raras ligeras (LREE) presentan pendiente negativa y muestran mayores valores que las tierras raras pesadas (HREE) (Figura 4.7). En consecuencia, los minerales máficos son los que han captado tierras raras. Cabe destacar que las muestras del Batolito Universidad presentan texturas glomeroporfírica de minerales máficos y plagioclasa, lo que se interpreta como un importante ahorro de energía.

- (2) **Etapa evolucionada**: durante esta etapa el magma presenta composición del fundido cercana a 67 wt% de SiO_2 con una temperatura de 850°C donde se comienzan a fraccionar minerales como feldespato potásico, biotita y óxidos. Finalmente se genera cuarzo a los 800°C con una composición de fundido de 71 wt% de SiO_2 , lo que se evidencia en la petrografía del Batolito Universidad por el tamaño de estos cristales, que suelen ser más pequeños que los minerales máficos. Además, los datos geoquímicos, en los diagramas Harker, se observa la tendencia de enriquecimiento de ciertos elementos en el fundido, tales como K_2O y Na_2O , elementos trazas como Zr, Rb y Ba, debido a que son incompatibles con las fases minerales que se van formando (generalmente minerales máficos).

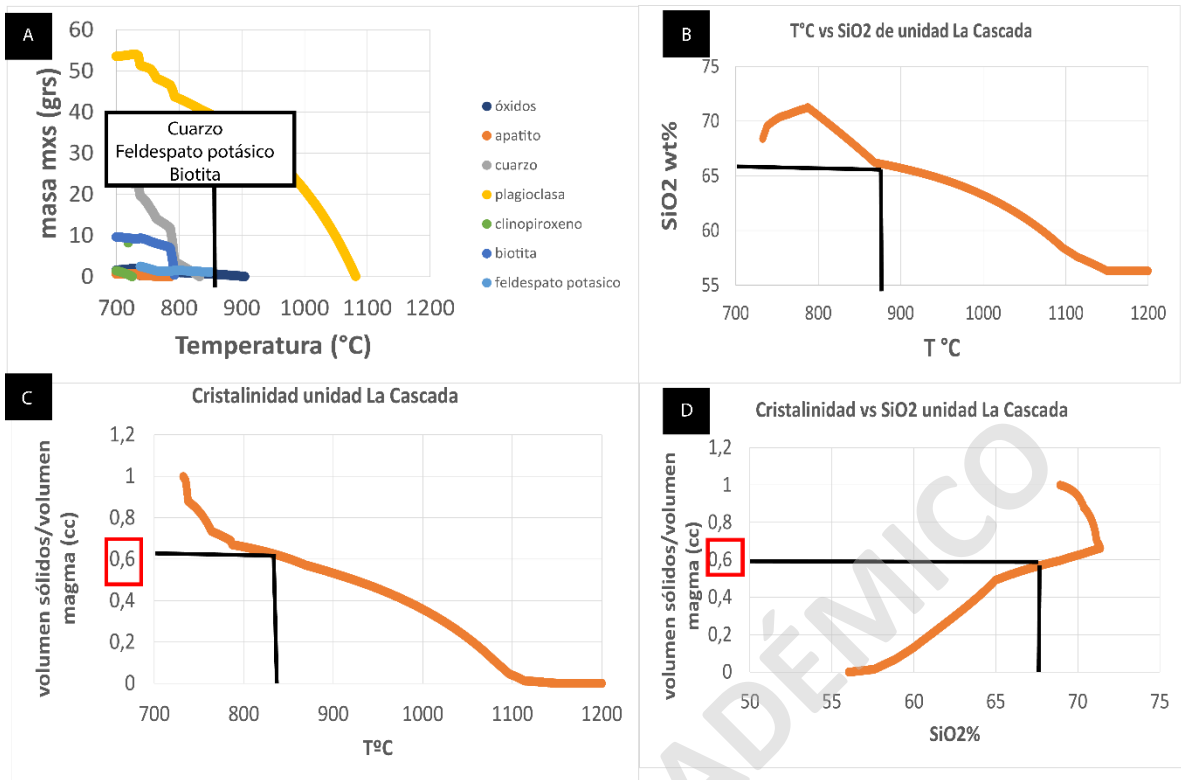


Figura 5.11. Gráficos con las condiciones ideales para la cristalinidad efectiva, correspondiente a las siguientes condiciones iniciales del magma 1,5% h₂O, 2 kbar y 56 wt. % SiO₂. A) gráfico de masa de minerales vs temperatura, donde se destaca la formación de minerales como cuarzo, feldespato potásico y biotita a los 850 °C. b) gráfico de temperatura vs wt% de SiO₂, donde se destaca que a 850°C existe 67 wt% de SiO₂. C) gráfico de cristalinidad vs temperatura, donde se destaca que la cristalinidad efectiva comienza a los 850 °C. D) gráfico de cristalinidad vs SiO₂, donde la cristalinidad efectiva comienza a los 67 wt% de SiO₂.

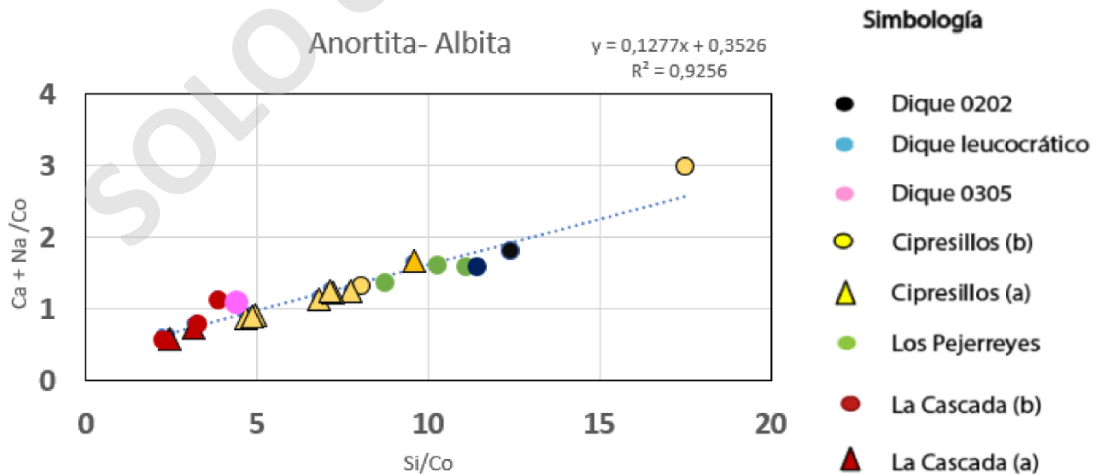


Figura 5.12. Diagrama PER anortita-albita.

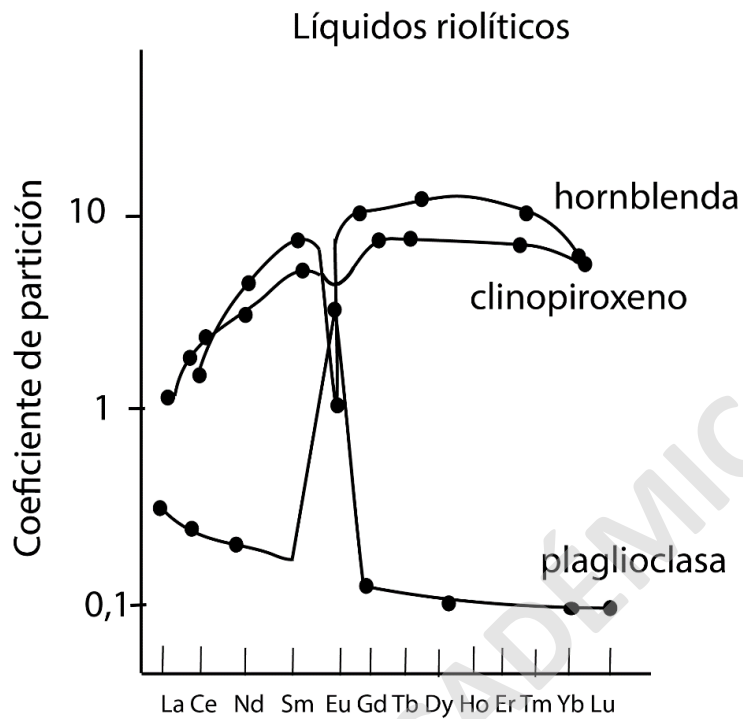


Figura 5.13. Tendencias que presentan los minerales al fraccionarse, donde se destacan los minerales como clinopyroxeno y hornblenda, extraído de Rollinson (1993).

6 Conclusiones.

Se logró definir 3 unidades internas del Batolito Universidad, utilizando la diferencia textural y la diferencia mineral, donde la unidad La Cascada se diferencia de las demás por presentar textura acumulada. Sumado a que entre las muestras de rocas presentan notorias diferencias en porcentaje de minerales como plagioclasa y minerales máficos, específicamente, la unidad La Cascada presenta mayores porcentajes de estos minerales a diferencia de la Unidad Los pejerreyes que presenta menor porcentaje de plagioclasa y minerales máficos, presentando mayor porcentaje de cuarzo y feldespato potásico (objetivo específico 1, Anexo 1).

La temporalidad de unidades internas del Batolito Universidad se evidencia por el tipo de contacto entre estas unidades, los cuales son netos y truncados entre sí, excepto la Unidad Los Pejerreyes, además presentan contacto por intrusión por tanto se interpreta que primero se generó la Unidad La Cascada, la cual es intruída por la unidad Cipresillos y a su vez esta es intruída por la Unidad Los Pejerreyes (objetivo específico 2).

El Batolito Universidad se emplazó a través del proceso *stoping*, en un contexto reológico frágil lo que se evidencia a través de estructuras magmáticas como la presencia de xenolitos, diques y *roof pendants* y el contacto irregular entre la roca caja y el plutón. Además, el proceso de diferenciación interna del batolito está asociado a cristalización fraccionada no continua (desmezcla) lo que es evidenciado por las texturas de las muestras y por la tendencia que muestran los datos geoquímicos, ya que en los diagramas Harker se observa una tendencia lineal, con *gap* composicional entre los 58 y 61 wt% de SiO₂ (objetivo general, objetivo específico 3 y objetivo específico 4).

Al evaluar la relación petrogenética entre distintas unidades magmáticas, mediante simulaciones geoquímicas de la distribución de elementos mayores y traza, se interpreta que las unidades internas del Batolito Universidad son cogenéticas, es decir, se generaron a partir del mismo magma parental, en este caso a partir de composición de fundido de 56 wt% de SiO₂, debido a que en los diagramas *PER* se observan tendencias lineales, tendientes al origen (objetivo específico 5).

Se recomienda hacer estudios de geocronología donde se obtengan al menos dos o 3 muestras por unidad interna del Batolito Universidad para verificar la temporalidad propuesta para cada unidad. Además, se sugiere que se realice al menos otro terreno a la zona de estudio para extraer muestras de la zona norte, específicamente en la quebrada Cachapoal para verificar la continuidad de las unidades hacia el norte. Así como también en terreno se esperaría encontrar estructuras magmáticas y contactos truncados lo que serviría como evidencia para plantear que en el reservorio magmático ocurrió convección interna.

SOLO USO ACADÉMICO

7 Referencias.

- Annen, C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505–539. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>
- Aravena, A., Gutiérrez, F. J., Parada, M. A., Payacán, 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*, 284–285, 578–587. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.013>
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., & Roperch, P. (2013). El Oroclino del Maipo: Un rasgo estructural de primer orden en la evolución geodinámica Mioceno a Reciente en los Andes de Chile central. *Andean Geology*, 40(3), 419–437. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a02>
- Bachl, C. A., Miller, C. F., Miller, J. S., & Faulds, J. E. (2001). Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(9), 1213–1228. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1213:COAPEF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1213:COAPEF>2.0.CO;2)
- Baytelman, C. (2017). *FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS*.
- Cebriá, J. M., & López-Ruiz, J. (1994). De Diferenciación Por Cristalización. *Estudios Geol.*, 50, 309–322.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R., & Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117–139. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3)
- Charrier, Reynaldo, Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., & Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie - Abhandlungen*, 236(1–2), 43–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/236/2005/43>

- Charrier, Reynaldo, Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication, January*, 21–114. <https://doi.org/10.1144/goch.3>
- Clemens, J. D., & Mawer, C. K. (1992). Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics, 204*(3–4), 339–360. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90316-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90316-X)
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews, 18*(3–4), 303–332. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90042-3)
- Coleman, D. S., Gray, W., & Glazner, A. F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology, 32*(5), 433–436. <https://doi.org/10.1130/G20220.1>
- Contreras, J. P., & Charrier, R. (2003). Modelamiento de la deformación de la Formación Abanico en la Carretera del Cobre, VI Region. *X Congreso Geológico Chileno, 1*(1994), 10.
- Cruden, A. R. (2008). Emplacement mechanisms and structural influences of a younger granite intrusion into older wall rocks - a principal study with application to the Götemar and Uthammar granites - Site-descriptive modelling SDM-Site Laxemar. *Waste Management, December*, 48.
- Cruden, & Launeau. (1994). Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology, 16*(5), 677–691. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90118-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90118-X)
- De Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., & Tikoff, B. (2011). Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics, 500*(1–4), 20–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.009>
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters, 21*(20), 2191–2194. <https://doi.org/10.1029/94GL02118>

- Dufek, & Bachmann. (2010). Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, 38(8), 687–690. <https://doi.org/10.1130/G30831.1>
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., & Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° - 35°S). *Tectonics*, 27(1). <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>
- Fock, A. (2005). *Universidad de Chile*. 0(97–98). <https://doi.org/10.5354/0717-8883.1955.11040>
- Ghiorso, A. (1998). Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations. *American Mineralogist*, 83(9–10), 1127–1132. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1022>
- Ghiorso, M. S., & Sack, R. O. (1995). Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2–3), 197–212. <https://doi.org/10.1007/BF00307281>
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., & Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22(4), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2001tc001354>
- Glazner, A. Bartley, J. Coleman, D. Gray, W. Taylor, R. (2004). New Technology ; New Geological Challenges. *GSA Today*, 5173(2), 4–9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004)
- 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. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2)
- Godoy, E. (2012). Sobre el variable marco geotectónico de las formarciones Abanico y Farellones y sus equivalentes al ser de los 35°LS. *Revista de La Asociación Geológica*

Argentina, 69(4), 570–577.

Gray, W., Glazner, A. F., Coleman, D. S., & Bartley, J. M. (2008). Long-term geochemical variability of the late cretaceous tuolumne intrusive suite, central sierra nevada, california. *Geological Society Special Publication*, 304, 183–201. <https://doi.org/10.1144/SP304.10>

Gripp E., A., & Gordon G., R. (2002). Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophysical Journal International*, 150(2), 321–361. <https://doi.org/10.1068/p130659>

Herrera. (2020). *Apuntes de Yacimientos Magmáticos para el curso de Metalogenia de la Facultad de Ingeniería*. <http://www.ptolomeo.unam.mx:8080/xmlui/bitstream/handle/132.248.52.100/17294/Materialdidactico.pdf?sequence=1>

Hidalgo, S., & Samaniego, P. (2009). Caracterización geoquímica de las rocas basálticas de la Cordillera de Carnegie y su relación con las rocas de la Placa Nazca e Islas Galápagos. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre Del Ecuador: Desde La Costa Continental Hasta Las Islas Galápagos.*, 221–237. https://scholar.google.es/citations?view_op=view_citation&continue=/scholar%3Fhl%3Des%26as_sdt%3D0,5%26scilib%3D1%26scioq%3Driesgo%2Bsismico%2Bcolombia&citilm=1&citation_for_view=jqfF9-8AAAAJ:u5HHmVD_uO8C&hl=es&oi=p

Jerez. (2007). Universidad de Chile Facultad de Ciencias Sociales Departamento de Antropología. *Planta*, 1151203, 1–106.

Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín n°*, 95.

Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R., & Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34–35°S). *Revista Geologica de Chile*, 24(1), 75–90.

Llambías, E. J. (n.d.). *Geología de los cuerpos ígneos*.

Maksaev, V. (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.

- Maksaev, V. I. M., & Unizaga, F. R. M. (2004). *New Chronology for El Teniente , Chilean Andes , from U-Pb , 40 Ar / 39 Ar , Re-Os , and Fission-Track Dating : Implications for the Evolution of a Supergiant Porphyry Cu-Mo Deposit.* 1–40.
- Marsh. (1984). Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards. In *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards.*
<https://doi.org/10.1029/eo066i023p00481-03>
- Marsh, B. D. (2006). Magmatic systems. *Choice Reviews Online*, 32(05), 32-2750-32–2750.
<https://doi.org/10.5860/choice.32-2750>
- Marsh, H. W. (1989). Effects of attending single-sex and coeducational high schools on achievement, attitudes, behaviors, and sex differences. *Journal of Educational Psychology*, 81(1), 70–85. <https://doi.org/10.1037//0022-0663.81.1.70>
- Martí, & Forch. (1999). El porqué de los volcanes. *Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra: Revista de La Asociación Española Para La Enseñanza de Las Ciencias de La Tierra*, 7(3), 194–199.
- Mella, M. (2008). *ANDESITAS DE ALTO MAGNESIO PRODUCTO DE MEZCLA DE MAGMAS EN EL. March.*
- Miller, C. F., Watson, E. B., & Harrison, T. M. (1988). Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79(2–3), 135–156.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300014176>
- Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. In *Geology of the Andes and its Relationship to Energy and Mineral Resources. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, 11(December), 59–90.
- Muñoz, M. (2011). *Petrogénesis De Rocas Intrusivas Del Yacimiento El Teniente Y Evolución Del Magmatismo Cenozoico De Chile Central (33°00'-34°30'S). Tesis.Uchile.Cl*, 190. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Pacayán. (2015). *Estructura Interna Y Dinámica De Enfriamiento Del Plutón La Gloria , Chile*

Central: Un Enfoque a Partir De Estudios Magnéticos, Petrográficos Y Modelación Numérica.

Pacayán. (2020). *Modelación geoquímica - Rhyolite-MELTS (3)*.

Paterson, S., Memeti, V., Mundil, R., & Zák, J. (2016). Repeated, multiscale, magmatic erosion and recycling in an upper-crustal pluton: Implications for magma chamber dynamics and magma volume estimates. *American Mineralogist*, 101(10), 2176–2198. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5576>

Paterson, S. R. (2009). Magmatic tubes, pipes, troughs, diapirs, and plumes: Late-stage convective instabilities resulting in compositional diversity and permeable networks in crystal-rich magmas of the Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Geosphere*, 5(6), 496–527. <https://doi.org/10.1130/GES00214.1>

Payacán, I., Gutiérrez, F., Aravena, A., Parada, M. A., & Bugllo, F. (2015). Mafic enclaves distribution in magma reservoirs: contrasting case of La Gloria and San Gabriel plutons, Central Chile. *XV Congreso Geológico Chileno*, 468–471.

Peña-alonso, T. A. (2014). Revisión documental sobre la dinámica de los magmas. *Geos*, 34(2), 1–28.

Piquer, J. (2015). *Structural Geology of the Andes of Central Chile: Controls on Magmatism and the Emplacement of Giant Ore Deposits*. 200.

Piquer, José, Castelli, J. C., Charrier, R., & Yáñez, G. (2010). El cenozoico del alto río Teno, Cordillera principal, Chile central: Estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. *Andean Geology*, 37(1), 32–53. <https://doi.org/10.5027/andgeov37n1-a2>

Rojas, I. (2014). No Title. *Pontificia Universidad Católica Del Perú*, 8(33), 44.

Sánchez. (2016). *EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE He, Sr y Pb EN LAS ROCAS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE-COPAHUE, CHILE-ARGENTINA*.

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. <https://doi.org/10.1130/G39167.1>

SERNAGEOMIN. (2003). *MAPA GEOLOGICO DE CHILE : VERSION DIGITAL Leyenda Geológica*.

Suzaño, N., Becchio, R., Nieves, A., Sola, A., & Ortiz, A. (2015). Mezcla de magmas en el arco magmático Famatiniano del noroeste de Argentina: Ejemplo en el complejo intrusivo Diablillos, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 433–454.

Thiele, R. (1980). Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile, escala 1: 250.000. In *Instituto de Investigaciones Geológicas* (Vol. 39, p. 51).

Toselli, A. (2010). Elementos Básicos de petrología IGNEA. *Journal of Chemical Information and Modeling*, 53(9), 1689–1699. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

Villela. (2015). *Universidad De Chile Facultad De Ciencias Físicas Y Matemáticas Departamento De Geología Desarrollo Estructural De La Cordillera Principal Al Suroeste Del Río Maipo, Sector De El Ingenio, Región Metropolitana, Chile (33°40'-33°50'S) Memoria Para Optar Al*.

Wilson, M. (1989). Review of Igneous Petrogenesis: A global Tectonic Approach. In *Terra Nova* (Vol. 1, Issue 2). <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1989.tb00357.x>

8. Anexos

Unidad	Código muestra	Qz (%)	Fd.K (%)	Plg (%)	Bt (%)	Anf (%)	Px (%)	Nombre de la muestra
Unidad La Cascada a	20BU0104XX	5	15	40	10	5	25	qz-monzodiorita
	20BU0104X	5	10	40	10	5	30	qz-monzodiorita
Unidad La Cascada b	20BU0301	5	15	35	15	5	25	qz-monzodiorita
	20BU0401	5	15	35	10	5	30	qz-monzodiorita
	20BU0106	5	20	35	5	5	30	qz-monzodiorita
Unidad Los Pejerreyes	20BU0303	30	15	25	20	10	0	granodiorita de bt
	20BU0302	30	20	25	20	5	0	granodiorita de bt
	20BU0304	30	20	25	20	5	0	granodiorita de bt
Unidad Cipresillos a	20BU0501	35	25	20	15	5	0	Monzogranito de biotita
	20BU0102	35	30	20	5	5	5	Monzogranito de biotita
	20BU0203	30	25	25	15	5	0	Monzogranito de biotita
	20BU0201	35	25	20	15	5	0	Monzogranito de biotita
	20BU0504	35	25	20	10	5	5	Monzogranito de biotita
	20BU0105	30	25	25	15	5	0	Monzogranito de biotita
	20BU0503	35	25	20	15	5	0	Monzogranito de biotita
	20BU0103	30	25	30	10	2	3	Monzogranito de biotita
	20BU0205	30	25	20	10	5	5	Monzogranito de biotita
Unidad Cipresillos b	20BU0101	35	30	20	10	3	2	Monzogranito de biotita
	20BU0104 A	30	25	30	5	10	0	Monzogranito de biotita
dique	20BU0305	15	20	40	10	15	0	Cuarzo monzodiorita de biotita
dique	20BU0208	45	40	10	5	0	0	Monzogranito de biotita grano fino
dique	20BU0202	20	25	35	15	5	0	Monzogranito de biotita grano grueso

Anexo 1. Tabla de muestras de mano, con porcentajes de minerales y correspondiente clasificación.

```

1 |Title: promedios unidades
2 Initial Composition: SiO2 63.49
3 Initial Composition: TiO2 0.62
4 Initial Composition: Al2O3 16.10
5 Initial Composition: Fe2O3 5.19
6 Initial Composition: MnO 0.08
7 Initial Composition: MgO 2.01
8 Initial Composition: CaO 4.13
9 Initial Composition: Na2O 3.98
10 Initial Composition: K2O 3.45
11 Initial Composition: P2O5 0.16
12 Initial Composition: H2O 1.5
13 Initial Temperature: 1200
14 Final Temperature: 700
15 Initial Pressure: 1750
16 Final Pressure: 1750
17 Increment Temperature: 0.50
18 Increment Pressure: 0.00
19 dp/dt: 0.00
20 log fo2 Path: +2FMQ
  
```

Anexo 2. Ejemplo de condiciones iniciales para modelar sistema magmático en *software Rhyolite Melts*.

```
basic_1,5_h2o_1750.melts
~/Escritorio/Pruebas Melts/Pia2

1 Title: promedios unidades
2 Initial Composition: SiO2 56.276
3 Initial Composition: TiO2 0.946
4 Initial Composition: Al2O3 17.098
5 Initial Composition: Fe2O3 7.608
6 Initial Composition: MnO 0.126
7 Initial Composition: MgO 3.886
8 Initial Composition: CaO 6.735
9 Initial Composition: Na2O 3.968
10 Initial Composition: K2O 2.048
11 Initial Composition: P2O5 0.268
12 Initial Composition: H2O 1.5
13 Initial Temperature: 1200
14 Final Temperature: 700
15 Initial Pressure: 1750
16 Final Pressure: 1750
17 Increment Temperature: 0.50
18 Increment Pressure: 0.00
19 dp/dt: 0.00
20 log fo2 Path: +2FMQ
```

Anexo 3. Ejemplo de condiciones iniciales para modelar sistema magmático en *software Rhyolite Melts*.