



Facultad de Ciencias
**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

**SEGREGACION Y REDISTRIBUCIÓN DE FUNDIDOS RESIDUALES SILÍCICOS EN
EL PLUTÓN SAN GABRIEL: UN ANÁLISIS TEXTURAL CUANTITATIVO A TRAVÉS
DEL CRYSTAL SIZE DISTRIBUTION**

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

ANDRÉS IGNACIO RODRÍGUEZ SILVA

PROFESOR GUÍA:

DR. ITALO JOAQUIN PAYACÁN PAYACÁN.

MIEBROS COMISION:

DR. JAVIER ANTONIO REYES VIZCARRA

DR. EDUARDO ESTEBAN MORGADO BRAVO

Santiago

Marzo 2022

SOLO USO ACADÉMICO

Levántate hasta que los corderos se transformen en leones.

Nada en esta vida es imposible, ninguna wea.

Nicolas Massú.

RESUMEN.

SEGREGACION Y REDISTRIBUCIÓN DE FUNDIDOS RESIDUALES SILÍCICOS EN EL PLUTÓN SAN GABRIEL: UN ANÁLISIS TEXTURAL CUANTITATIVO A TRAVÉS DEL CRYSTAL SIZE DISTRIBUTION.

El crystal size distribution (CSD) es un análisis petrográfico cuantitativo del tamaño de cristales, el cual permite inferir las tasas de nucleación y crecimiento de las fases que conforman las rocas, mediante el cálculo de una pendiente e intercepto en un gráfico \ln (población de cristales) v/s tamaño de cristales. Las variaciones en la distribución de tamaños permiten identificar qué proceso magmático estuvo involucrado en la génesis de la roca, tales como, sobre enfriamiento, fraccionamiento o acumulación de cristales, mezcla de magmas, entre otros.

El Plutón San Gabriel es un intrusivo de edad miocena (~12-13 Ma) ubicado a 55 km al sur este de Santiago, Región Metropolitana, Chile. Investigaciones previas lo interpretan como un reservorio magmático emplazado en la corteza superior, el cual intruyó a las Formaciones Farellones y Abanico. En este ocurrieron procesos de diferenciación magmática poco profundos mediante cristalización fraccionada, llegando a generar magmas ricos en sílice (>70wt. %). El plutón se caracteriza por presentar amplias variaciones composicionales y texturales, donde la mayor fase cristalina presente es la plagioclasa. Se divide en 3 dominios magmáticos principales: Dominio Principal, Dominio Medio y Dominio Basal. En esta investigación se intenta encontrar evidencias de los procesos magmáticos que controlaron la evolución del reservorio, a través del CSD, complementándolo con análisis geoquímicos y texturales.

Pese a que no hay gran cantidad de estudios que complementen el CSD con las variaciones geoquímicas, estas dos variables pueden estar estrechamente relacionadas. Al comparar este análisis cuantitativo con el análisis geoquímico de elementos mayores y menores de cada dominio se puede inferir qué proceso magmático fue el que originó cada uno de los dominios del plutón. Los resultados obtenidos del análisis petrográfico cuantitativo realizado solo en la fase de plagioclasa muestran distribuciones rectas y con concavidades que representan una cristalización homogénea (en equilibrio) y heterogéneas, donde pudieron actuar diversos procesos de diferenciación magmática. El dominio medio es el que presenta una menor pendiente, un menor intercepto y los tamaños de cristales más grandes de todo el plutón, representando una acumulación de cristales, consistente con las composiciones más básicas y altas concentraciones de Sr y Eu. El dominio basal es el que presenta una mayor variación en el tamaño cristales y las distribuciones más cóncavas del CSD, y su composición más diferenciada y mayores contenidos de elementos incompatibles como Rb, Ba, Zr y Th, lo que sugiere que correspondería a una acumulación de fundidos residuales silícicos resultantes del fraccionamiento de los otros dominios. El dominio principal, que se divide en 3 unidades (Unidad I, II y III), presenta una química similar en cuanto a elementos mayores y menores, pero con variaciones en las distribuciones del CSD. Los resultados sugieren que la Unidad I cristalizó de forma homogénea, mientras que las Unidades II y III sufrieron mayores tasas de sobre enfriamiento, consistente con su ubicación a los bordes del plutón. Así se confirma que el Plutón San Gabriel, fue una cámara magmática que se diferenció a nivel de emplazamiento, apoyando la noción de que los procesos magmáticos si pueden ocurrir en niveles someros, llegando generar magmas ricos en sílice.

DEDICATORIA

Dedicado a mis padres, que fueron ellos los que me entregaron los valores más sagrados que han permitido desarrollarme y llegar hasta donde estoy ahora, gracias por enseñarme lo bueno y también lo malo, por darme la oportunidad de poder estudiar y creer en mí poniendo todo su esfuerzo y sacrificio, porque sin ello todo hubiese sido mucho más difícil. También a mis hermanos que me apoyaron incondicionalmente cuando más lo necesite, tanto en el ámbito económico y emocional.

A mi amada familia que formé a mis cortos 27 años, María José (la cote), y a mis dos hermosos hijos que la vida me dio con esta hermosa mujer, Agustín y Salvador, que sin ellos no hubiese podido encontrar la fuerza y voluntad para terminar este largo camino que involucra una carrera universitaria.

A las amistades que pude crear en la universidad, a la aldea del humo y también a los de la playita, porque sin esos momentos de entretenimiento y distracción con ustedes todo este camino universitario hubiese sido más amargo.

AGRADECIMIENTO

A mi profe Guía, Ítalo Payacán, por tenderme la mano cuando todo estaba más oscuro para terminar mi carrera universitaria.

Al maestro Daniel Morgan, por su amabilidad, empatía y buena disposición para responder mis dudas y entregar el material necesario para realizar mi tesis de buena manera.

A los profesores que me ayudaron con sus conocimientos, pero agradezco más a aquellos que no lo hicieron, ya que me dieron más motivos y fuerzas para seguir avanzando y terminar mis estudios universitarios.

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN.....	11
1.1	Magmatismo y reservorios magmáticos en la corteza.....	11
1.2	Procesos internos de reservorios de magma en la corteza superior.....	12
1.3	La petrografía cuantitativa como aproximación para estudiar procesos de reservorios magmáticos.....	14
1.4	El Plutón San Gabriel como caso de estudio.....	14
1.5	Hipótesis.....	19
1.6	Objetivos.....	19
1.6.1	Objetivos específicos.....	19
1.7	Metodologías.....	20
1.7.1	Obtención de muestras y datos petrográficos. (objetivos específicos 1 y 2).....	20
1.7.2	Análisis de Crystal Size Distribution. (objetivos específicos 2 y 3).....	20
1.7.3	Geoquímica de toda la muestra. (objetivos específicos 4 y 5).....	21
1.7.4	Cogeneticidad y secuencia de cristalización. (objetivos específicos 4 y 5).....	22
2.	MARCO TEÓRICO.....	23
2.1	Crystal Size Distribution y procesos de cristalización.....	23
2.2	Aplicación del Crystal Size Distribution.....	25
3.	MARCO GEOLOGICO.....	28
3.1	Contexto geodinámico.....	28
3.2	Marco Geológico: Estratigrafía y evolución geológica Cenozoica de Chile Central (33- 34°S).....	29
3.3	Magmatismo Cenozoico en Chile central.....	31
3.4	Antecedentes de plutón San Gabriel.....	34
3.4.1	Petrografía del plutón San Gabriel.....	36

3.4.1.1	Estructuras internas	40
3.4.2	Antecedentes geoquímicos.....	41
3.4.2.1	Elementos Mayores.....	41
3.4.2.2	Elementos Trazas.....	42
4.	RESULTADOS DEL CRYSTAL SIZE DISTRIBUTION EN EL PLUTÓN SAN GABRIEL.....	44
4.1	Muestras seleccionadas.....	44
4.2	Morfología 2D de los cristales.....	46
4.3	Crystal Size Distribution: resultados.....	48
4.3.1	Forma de los cristales y ajuste del modelo CSD.....	48
4.3.2	Curvas CSD.....	52
5.	PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL PLUTON SAN GABRIEL	62
5.1	Descripción petrográfica del plutón.....	62
5.2	Descripción de la geoquímica del plutón.....	63
6.	DISCUSIONES.....	68
6.1	Dificultades de aplicar el CSD en rocas intrusivas.....	68
6.2	Interpretación del Crystal Size Distribution del plutón San Gabriel.....	69
6.2.1	Comparación del CSD de los minios respecto al CSD del magma parental.....	71
6.3	Inferencia de procesos magmáticos a partir de la geoquímica.....	73
6.4	Correlación entre geoquímica y CSD.....	75
6.5	Recapitulación.....	80
6.6	Interpretación de las correlaciones observadas.....	83
7.	CONCLUSIONES.....	85
8.	ANEXOS.....	86
9.	REFERENCIAS.....	95

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Esquema de la generación y ascenso del magma. Muestra como el magma se puede emplazar en diferentes niveles corticales donde posiblemente sea afectado por diversos procesos magmáticos de diferenciación.	12
Figura 1.2. Procesos magmáticos en reservorios. Esquematación de los procesos que pueden ocurrir dentro de una cámara magmática somera de gran volumen formada por diversos pulsos separados o por un solo pulso, y como esta como interactúa con la roca caja en diferentes partes. Extraída de Glazner et al (2004).....	13
Figura 1.3. Ubicación y vía de acceso principal al Plutón San Gabriel. Se resalta con azul la ruta principal para llegar al plutón y en rojo el cuerpo intrusivo. (Elaboración propia. Imagen tomada de Google Earth).	15
Figura 1.4. Ubicación y disposición del plutón San Gabriel. Distribución espacial de las unidades plutónicas presentes en el área de estudio (de color rojo), mostrando las edades de las secuencias volcánicas y sedimentarias que intruyen, junto a las estructuras presentes en el área, se destaca de color verde el plutón San Gabriel. (Extraída y modificada de Fock et al (2005))......	16
Figura 1.5. Orientación espacial y perfiles del Plutón San Gabriel. Se presenta la orientación espacial NNW del Plutón y las diversas litologías que lo componen, junto con los contactos que estas presentan y la variación del contenido de SiO ₂ de cada unidad. (Extraída de Payacán. (2021)).	18
Figura 1.6. Esquema del Modelo evolutivo del PSG. Esquematación de cómo se formó, para que presente las variaciones texturales y composiciones de cada dominio (extraído de Payacán, 2021.).	19
Figura 2.1. Nucleación y Crecimiento Cristalino. Esquematación de los procesos de Nucleación y Crecimiento para granos cristalinos a partir de un líquido o fundido.	24
Figura 2.2. Procesos magmáticos en CSD. Esquematación de los procesos y como estos pueden influir en el CSD: a) sobre enfriamiento o saturación; b) Incremento en el tiempo de residencia o tasa de crecimiento; c) fraccionamiento o acumulación de cristales; d) Engrosamiento cristalino; e) Mezcla de magmas o combinación de 2 poblaciones de cristales (Extraída de Vinet and Higgins 2010.).	27
Figura 3.1. Principales unidades morfoestructurales de Chile entre los 32° y 35 °. Se puede observar el cambio de rumbo de las estructuras y del margen continental, junto con la aparición de la depresión intermedia aproximadamente a los 33° (extraída y modificada de Fock, 2005).	29
Figura 3.2. Mapa geológico entre los 33° y 34° S. Se diferencian las formaciones presentes, que están preferencialmente orientadas N-S junto con los cuerpos intrusivos. También se presentan las principales estructuras que limitan cuencas. Se destaca en azul la ubicación del Plutón San Gabriel. SGP: Plutón San Gabriel; PLG: Plutón la Gloria (Extraída y modificada de Fock 2005).	30
Figura 3.3. Modelo de Evolución Paleográfica. Se destaca la evolución de la cuenca de abanico en la época cenozoica, se esquematiza la formación de las cuencas, relleno y migración del arco volcánico hacia el este, asociados a diferentes eventos tectónicos ocurridos por variaciones en la configuración de la subducción. (extraído de Fock et al 2005). ...	33
Figura 3.4. Afloramientos del PSG. Muestra los diferentes contactos que el plutón presenta con la roca de caja en las diversas áreas en las que intruye, específicamente con la Formación Farellones y Abanico. (Extraída de Payacán (2021)).	35
Figura 3.5. Cortes transparentes del PSG. Se muestran cómo se ven las unidades del plutón San Gabriel a escala de corte transparente, las diferentes texturas y fases cristalinas presentes. En la parte superior se muestra la vista en Nícoles Cruzado y en la inferior a Nícoles Paralelo (Extraída de Payacán (2021)).	38
Figura 3.6. Afloramientos del plutón San Gabriel. Se muestran las relaciones de contactos y las estructuras presentes en los diversos dominios y unidades en los afloramientos estudiados. (Extraída de Payacán (2021)).	39
Figura 3.7. Diagrama TAS y Diagramas Harker del PSG. Diagramas de SiO ₂ v/s elementos mayores presentes en el PSG, todos los elementos mayores muestran un relación decreciente o inversa respecto al aumento del Sílice, excepto por el potasio y el sodio que tienen una relación directa con el aumento de Sílice (Extraída de Payacán (2021)).	42
Figura 3.8. Gráficos de los elementos trazas. Ploteo de como varían las concentraciones de Sr, Rb y Zr en las diferentes unidades del PSG. (Extraída de Payacán (2021)).	43

Figura 4.1. Mapa del plutón San Gabriel. Ubicación de las muestras tomadas en el plutón para realizar el análisis del CSD (elaboración propia).....	45
Figura 4.2. Reconocimiento de fases cristalinas en cortes transparentes. Se muestran los cortes transparentes en Nícoles Cruzados (mitad superior) y Nícoles Paralelo (mitad inferior), y cómo se limitó de forma manual cada cristal de plagioclasa de los cortes transparentes para obtener los parámetros necesarios para realizar el CSD a través del programa JMicroVision. (elaboración propia.)	47
Figura 4.3. Gráfico de frecuencia v/s intercepto de ancho/Largo. Distribución de la frecuencia de los anchos y largo de los cristales en 2D para buscar la razón de aspecto (S, I, L) que mejor los represente en 3D, el mejor aspecto de cada CSD se muestra en la parte superior derecha de la imagen, la línea roja muestra la distribución 2D de los datos y la línea negra muestra la distribución del mejor aspecto para cada muestra, (Morgan and Jerram, 2006; Imagen de elaboración propia).....	49
Figura 4.4. Relación de aspecto de plagioclasas en rocas ígneas. Gráfico que representa la relación de aspecto promedio de plagioclasas de todas las muestras utilizadas para realizar el CSD, dando como resultado que la mayoría de ellas representarían una geometría tabular, S; I; L representan el eje corto, intermedio y largo respectivamente (Extraído y modificado de Vinet and Higgins 2010 y Zingg 1935).	51
Figura 4.5. Programa CSD Corrections. Imagen del programa CSDCorrections donde se ingresan los parámetros de la forma del cristal, fábrica, redondez, los datos obtenidos a través del programa JMicroVision y los aspectos de radios obtenidos de CSDslice5. Se escogió el valor 0.2 de redondez y una fábrica masiva como parámetro fijo debido a la forma general que presentan los cristales de plagioclasas en los cortes, el número de bins se estandarizó en 10 para poder ver bien la variación del tamaño de cristales. (Elaboración propia; datos de la muestra SG0702).	52
Figura 4.6. Distribución del CSD. Distribución de los tamaños cristales de plagioclasas de 6 muestras del estudio representativa de cada dominio, su pendiente y distribución se representan como línea azul y la regresión lineal de la recta como una línea roja. (Elaboración propia).....	54
Figura 4.7. Gráfico general de CSD. esquematización del CSD de todas las muestras del estudio, donde se puede observar que las tendencias son totalmente distintas entre sí, tanto como pendiente, bins e intercepto. Cada color define un dominio magmático. Verde: dominio basal; Amarillo: dominio intermedio; Rojo – Rosa: Dominio Principal. (Elaboración propia; datos obtenidos a través de JMicroVision).	55
Figura 4.8. Curvas CSD. Distribución del tamaño de cristales de los distintos dominios magmáticos del plutón San Gabriel (Elaboración propia).	59
Figura 4.9. Gráficos de Intercepto y Pendiente. Se muestra cómo varían los parámetros del CSD como: la pendiente, intercepto y largo máximo según el dominio magmático. El intercepto representa la tasa de nucleación y la pendiente la tasa de crecimiento. A) Gráfico Intercepto v/s Pendiente, B) Largo máximo v/s Intercepto, C) Largo máximo v/s Pendiente.	61
Figura 5.1. Diagrama de clasificación QAPF. Se utilizan los porcentajes modales de las muestras estudiadas para clasificar la composición de cada una de ellas. (Elaboración propia, datos extraídos de Payacán, 2021).	63
Figura 5.2. Diagramas de clasificación y Discriminación tectónica para el PSG. A) Clasificación geoquímica de Middlemost (1994), B) Diagrama de afinidad alcalina de Peccerillo y Taylor (1976), C) Diagrama AFM plot de Irvine and Baragar (1971), D) Diagrama de clasificación tectónica para granitos de Pearce et al (1984).	64
Figura 5.3. Elementos Mayores de las unidades magmáticas del PSG. Gráficos de elementos mayores vs SiO ₂ , datos extraídos de Payacán (2021).	65
Figura 5.4. Elementos trazas del PSG. Gráficos de los elementos trazas v/s SiO ₂ de las diferentes unidades magmáticas del PSG, datos tomados de Payacán (2021).	66
Figura 5.5. Diagrama Spider de REE y elementos trazas de las unidades magmáticas del PSG. A) Diagrama spider de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974), B) Diagrama spider multi elementos normalizado al condrito de Thompson (1982). Datos obtenidos de Payacán (2021).	67
Figura 6.1. Distribución de Tamaño de Cristales. Comparación de los Dominios Magmáticos v/s Muestra Parental. 71	
Figura 6.2. Gráficos de elementos trazas. Se grafica en cada eje un elemento incompatible para definir la cogeneticidad de las unidades magmáticas. Datos extraídos de Payacán (2021).	74

Figura 6.3. Elementos Trazas v/s SiO₂. Relación de la concentración de elementos trazas para ver cuál de ellos va disminuyendo o aumentando respecto al porcentaje de sílice y discriminar procesos magmáticos o de cogeneticidad. Datos obtenidos de Payacán (2021)..... 75

Figura 6.4. Gráficos de razones de elementos vs SiO₂ y elementos trazas vs elementos mayores. Se utilizan las tendencias de las razones graficadas para inferir procesos de fraccionamiento cristalino de las fases de plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda. 78

Figura 6.5. Parámetros del CSD v/s SiO₂. Gráficos de los resultados del CSD en los diferentes dominios del PSG. A) Porcentaje de cristales euhedrales de plagioclasa v/s SiO₂, B) Intercepto del CSD v/s SiO₂, C) Largo máximo v/s SiO₂, D) Pendiente del CSD v/s SiO₂ (Elaboración propia). 79

Figura 6.6. Mapa conceptual del PSG. Se identifica el proceso magmático inferido desde el CSD a cada dominio del PSG (Extraída y modificada de Payacán (2021)). 82

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas de Muestras y Litología. Se muestran las coordenadas norte, este y altura de cada muestra junto con su litología, unidad y los parámetros obtenidos a través de JMicroVision tales como numero de cristales, Largo máximo, Largo mínimo, Ancho mínimo, máximo y área total, los colores diferencian las unidades magmáticas.	44
Tabla 2. Datos de JMicroVision. Tabla que muestra los datos obtenidos de los cristales de plagioclasa a través de JMicroVision, todos los valores son en milímetros (mm), a excepción de la columna Color. (elaboración propia, Muestra SG0702).	48
Tabla 3. Razón de aspecto. Resumen de los datos obtenidos del programa CSDslice5, donde se muestran los 5 mejores valores para su razón de aspecto (S, I, L), con su respectiva certeza, que son los que nos indican la forma 3D de los cristales para cada muestra.	49
Tabla 4. Resultados CSD. Tabulación de los datos obtenidos del programa CSD Corrections, los colores dividen las unidades magmáticas. Se pueden apreciar los valores del intercepto, pendiente, y el volumen que ocupa la regresión, junto con los aspectos de radio de cada muestra S, I, L y los bins que cada muestra tiene en 3D. Los colores diferencian los dominios magmáticos.	56
Tabla 5. Porcentajes Modales. Tabla resumen de porcentajes modales de los cristales obtenidos del análisis petrográfico, se muestran las fases presentes en cada uno de los dominios magmáticos junto con la clasificación que les asigna el diagrama QAPF.	62

1. INTRODUCCIÓN.

1.1 Magmatismo y reservorios magmáticos en la corteza.

El estudio del magmatismo implica abordar diversas etapas, desde la fusión parcial o total de las rocas en la corteza inferior o manto, así como también el transporte de estos hasta niveles someros de la corteza y eventual erupción. En este contexto, los reservorios de magma someros son fundamentales para modular el transporte de calor y masa desde las zonas internas hasta las zonas externas de la Tierra (Brown, 2004, 2007; Marsh, 1996; Petford et al., 2000; Vigneresse y Clemens, 2000). La transferencia de masa y calor ocurre por la extracción de fundidos desde el manto o corteza inferior hacia la corteza superior (Figura 1.1), cambiando su composición originalmente básica, anhidra, a una composición más félsica, mucho más hidratada y con una porción de fundido residual rica en elementos incompatibles (Brown, 2013; Cruden, 2006). El magma se compone de sólidos, líquidos y gases, y al transportarse desde niveles profundos de la corteza, se puede acumular en grandes volúmenes (reservorios magmáticos), enfriarse y solidificarse hasta generar cuerpos intrusivos tales como plutones, diques, sills, batolitos, lacolitos, etc. (Llambías, 2001).

Los reservorios se generan por la acumulación de varios pulsos de fundidos provenientes de la fusión parcial de las rocas del manto o corteza inferior pudiendo acumular grandes volúmenes de magma (Annen, 2009; Bachmann y Bergantz, 2004; Gelman et al., 2013). Estos pueden ascender por diversos canales de flujos (comúnmente zonas de cizalles dúctiles), generados por los estados de stress y deformación a la que está sometida la roca de caja, que dependen mayormente de las características tectónicas presentes durante el evento de fusión, ascenso y emplazamiento (Brown, 2013; Garibaldi et al., 2018). Es aquí donde los eventos de diferenciación magmática toman lugar y pueden generar cambios fisicoquímicos en los fundidos, atribuibles a la segregación de fundidos diferenciados (Lee y Morton, 2015; Marsh, 1996, 2015). Estos fundidos residuales y diferenciados pueden cristalizar bajo la corteza, formando los cuerpos plutónicos, o bien, llegar a generar erupciones volcánicas emitiendo el material fuera de la corteza terrestre, formando cuerpos volcánicos (Figura 1.1; Bachmann y Huber, 2019; Diener y Fagereng, 2014; Schaen et al., 2017).

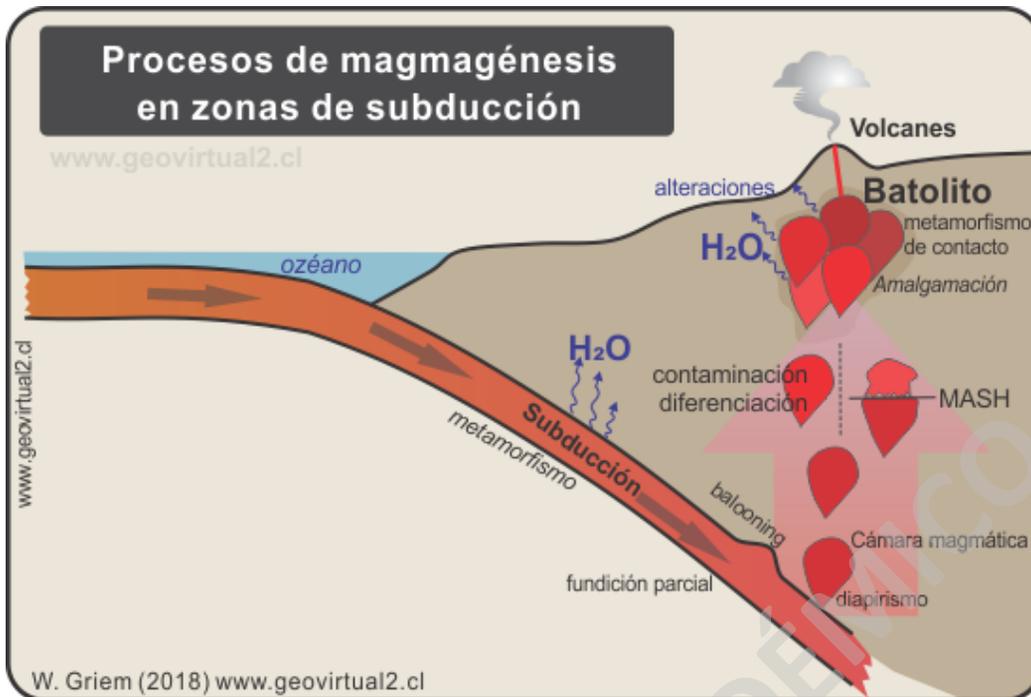


Figura 1.1. Esquema de la generación y ascenso del magma. Muestra como el magma se puede emplazar en diferentes niveles corticales donde posiblemente sea afectado por diversos procesos magmáticos de diferenciación.

1.2 Procesos internos de reservorios de magma en la corteza superior.

Los estudios de reservorios magmáticos y sus procesos internos resultan importantes para comprender cómo se ha construido la corteza y cómo esta se diferencia internamente (Diener y Fagereng, 2014). Desde que se genera magma en el interior de la Tierra, este comienza su ascenso hacia las zonas más superficiales de la corteza donde puede sufrir severos cambios reológicos y composicionales por procesos de diferenciación como mezcla de magmas, asimilación cortical, cristalización fraccionada, segregación líquido-sólido o una mezcla de estos procesos (Figura 1.2), los que pueden ocurrir en distintos niveles de emplazamiento del magma durante su trayectoria hacia superficie (Figura 1.1; Bachmann y Huber, 2019; Brown, 1994; Cashman et al., 2017; Gelman et al., 2013; Handy et al., 2001; Lee y Morton, 2015; Schaen et al., 2017).

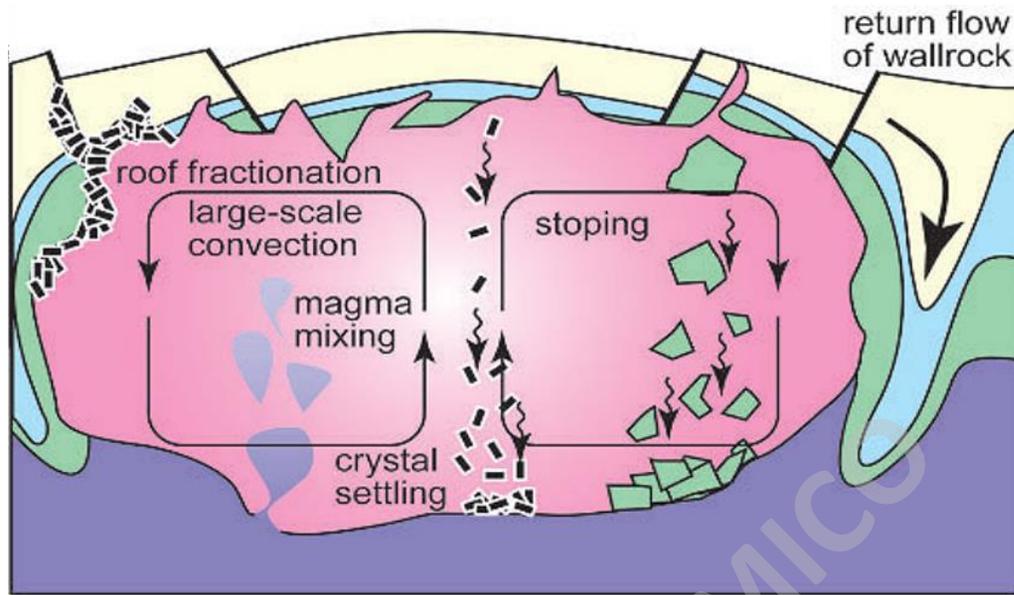


Figura 1.2. Procesos magmáticos en reservorios. Esquemización de los procesos que pueden ocurrir dentro de una cámara magmática somera de gran volumen formada por diversos pulsos separados o por un solo pulso, y como esta interactúa con la roca caja en diferentes partes. Extraída de Glazner et al (2004).

En particular, la segregación de los fundidos graníticos juega un rol fundamental en la diferenciación interna de la corteza terrestre, la cual se evidencia en las características texturales, litológicas y composicionales presentes en los cuerpos intrusivos félsicos y el volcanismo explosivo (Bachmann y Huber, 2019; Diener y Fagereng, 2014; Zieg, 2002).

Aún existen grandes controversias por cuales son las tasas de inyecciones de magmas silíceos para la construcción de reservorios magmáticos en la corteza, cuál es la duración de la actividad de estos reservorios y su relación con el volcanismo (Annen, 2009; Bachmann y Bergantz, 2004; Eddy et al., 2016; Glazner et al., 2004; Schaen et al., 2017). Esto es debido a la ausencia del registro de procesos magmáticos que se puede observar en los plutones u otros cuerpos intrusivos. Algunos estudios han demostrado experimentalmente que estas actividades suelen tener una duración de miles a millones de años (Annen, 2009; Gelman et al., 2013), pudiendo llegar a almacenar grandes volúmenes de magmas, permitiendo actuar a los procesos diferenciación, quedando grabado en las rocas los últimos eventos magmáticos ocurridos en el reservorio (Bachmann y Bergantz, 2004; Schaen et al., 2017). Sin embargo, existen investigaciones que muestran experimentalmente que los reservorios someros se construyen por pequeños pulsos y en volúmenes pequeños, correspondiendo a un sistema estático y no dinámico (Glazner et al., 2004),

los cuales no serían capaces de generar actividad volcánica ni tendrían relación alguna con las grandes erupciones silíceas (Annen, 2009). En este sentido, las variaciones y heterogeneidades presentes en los cuerpos plutónicos serían características heredadas de procesos magmáticos más profundos que sufrió su magma parental (Brown, 2007).

1.3 La petrografía cuantitativa como aproximación para estudiar procesos de reservorios magmáticos.

La petrografía cuantitativa ha sido una herramienta muy útil para el estudio y comprensión de las condiciones de almacenamiento y los procesos magmáticos ocurridos en los reservorios magmáticos y en su trayectoria hacia la superficie (Higgins y Roberge, 2003; Marsh, 1998). El análisis textural de las rocas ígneas nos brinda información acerca de cómo variaron las condiciones fisicoquímicas y cinéticas durante su evolución dentro de la corteza, viéndose reflejada en los cambios de fases cristalinas estables registradas en sus texturas y composiciones (Higgins, 2006; Marsh, 1998; 2007).

Dentro de los reservorios magmáticos existen diversas condiciones físicas y químicas gatilladas por procesos que controlan la cinemática y tasas de cristalización en los fundidos, las cuales se expresan en variaciones litológicas y texturales. Estas se pueden cuantificar a través del análisis microscópico petrográfico cuantitativo, como es el Crystal Size Distribution, permitiendo deducir las tasas de nucleación y crecimiento de cristales en los fundidos, caracterizando los procesos magmáticos involucrados en su génesis (Higgins, 2006; Marsh, 1998, 2007; Zieg, 2002).

1.4 El Plutón San Gabriel como caso de estudio.

1.4.1 Ubicación y vías de acceso.

El Plutón San Gabriel (PSG) se localiza en la comuna de San José de Maipo, Provincia de Cordillera, Región Metropolitana de Santiago de Chile, aproximadamente a unos 55 Km al sur este de la comuna de Santiago. La principal vía de acceso al PSG es en automóvil, por Av. La Florida, Av. Camilo Henríquez, luego tomamos Camino a San José de Maipo y finalmente Camino al Volcán hasta el pueblo de San Gabriel (Figura 1.3).

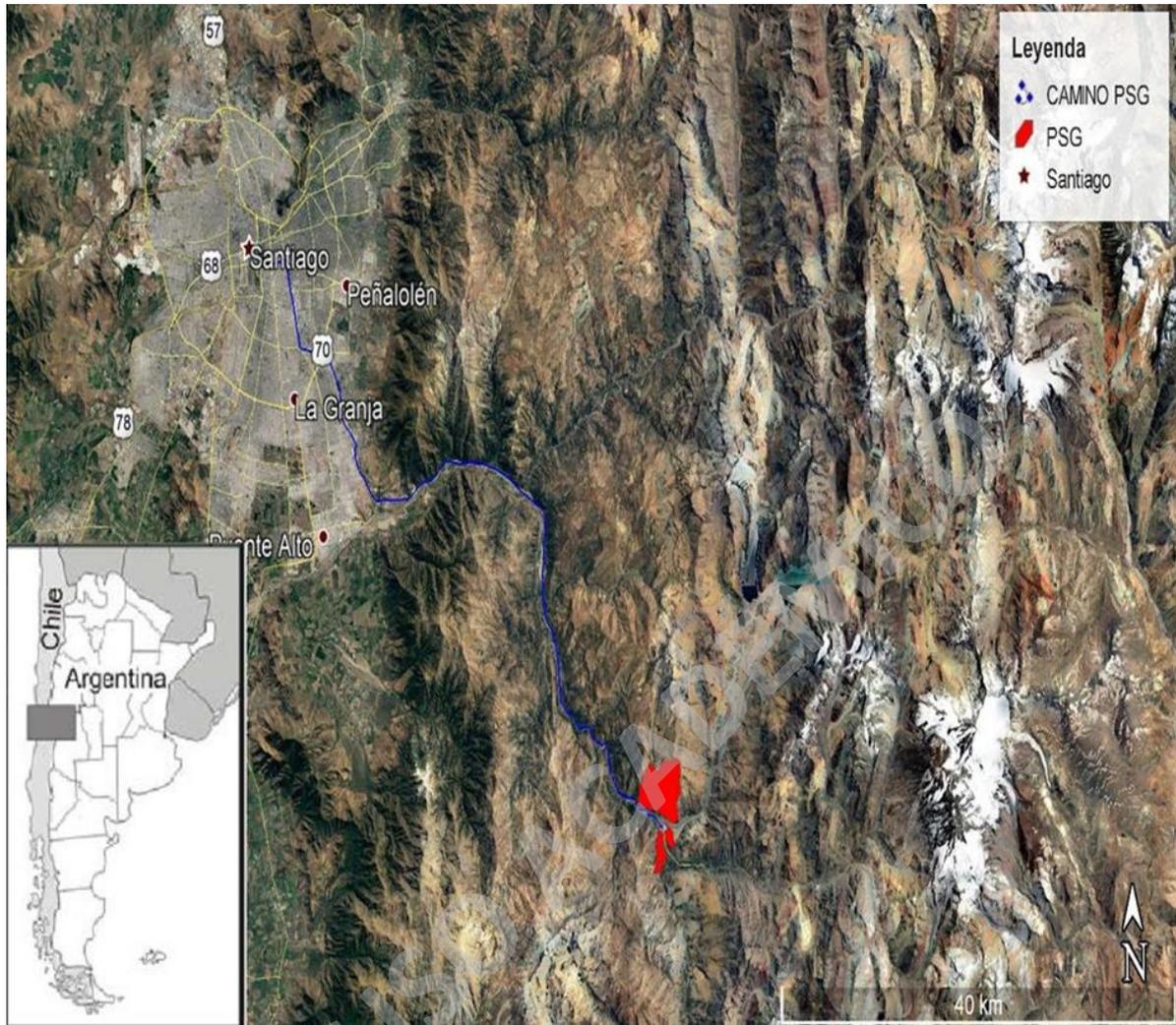


Figura 1.3. Ubicación y vía de acceso principal al Plutón San Gabriel. Se resalta con azul la ruta principal para llegar al plutón y en rojo el cuerpo intrusivo. (Elaboración propia. Imagen tomada de Google Earth).

1.4.2 Antecedentes geológicos del plutón San Gabriel.

La Cordillera Principal de la zona central de Chile se encuentra caracterizada por cuerpos magmáticos y volcánicos que poseen rasgos petrográficos y geoquímicos de magmas generados en un ambiente de arco. Estos cuerpos conforman un cinturón de intrusivos que se emplazan en la corteza superior presentando edades Miocenas con tendencia norte/sur que Principalmente intruyen a rocas de edades jurásicas a neógenas (Figura 1.4), donde destacan una serie de cuerpos intrusivos del Mioceno-Plioceno, los cuales muestran variaciones composicionales de basaltos a riolitas (Muñoz et al., 2006).

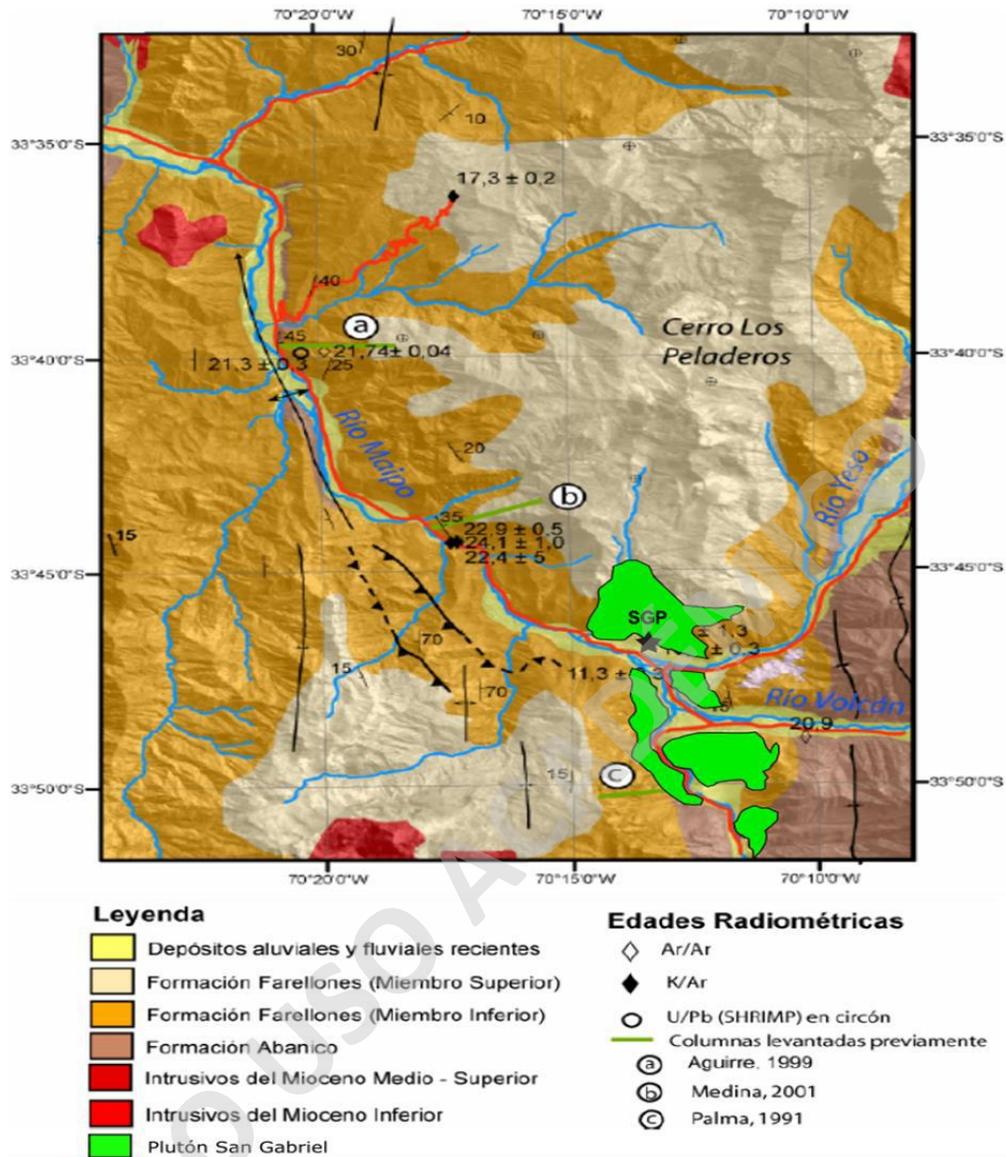


Figura 1.4. Ubicación y disposición del plutón San Gabriel. Distribución espacial de las unidades plutónicas presentes en el área de estudio (de color rojo), mostrando las edades de las secuencias volcánicas y sedimentarias que intruyen, junto a las estructuras presentes en el área, se destaca de color verde el plutón San Gabriel. (Extraída y modificada de Fock et al (2005).

El Plutón San Gabriel (PSG), ubicado en Chile central, es un cuerpo intrusivo con orientación NNW de edad Miocena (Figura 1.5), que intruye principalmente a rocas volcánicas y sedimentarias de edades mesozoicas y cenozoicas (Figura 1.4). Se caracteriza por poseer una heterogeneidad litológica, presentando diferentes tamaños y cantidades de cristales, y una variación composicional que va desde una composición monzodiorítica hasta una monzogranítica con presencia de enclaves y xenolitos máficos (Figura 1.5 y 1.6). Estudios previos proponen que este

plutón representa un reservorio magmático somero, compuesto por tres dominios principales, los cuales varían verticalmente, presentando contactos rectos agudos (Payacán, 2021). Uno de estos dominios se subdivide en tres unidades magmáticas, las cuales se disponen en un patrón concéntrico con contactos graduales (Figura 1.5).

(1) **Dominio principal:** Este dominio representa el mayor porcentaje del Plutón abarcando las partes externas e internas. Se compone de 3 unidades internas que se distribuyen concéntricamente con contactos graduales.

Unidad I: Corresponde a la unidad más interna del dominio principal. Es de grano grueso (> 5mm) y equigranular, que va desde una cuarzo-monzodiorita a un cuarzo-monzogranito con biotita y menormente hornblenda con Óxidos de Fe-Ti.

Unidad II: Corresponde a una cuarzo-monzogranito inequigranular de grano medio con hornblenda, biotita y actinolita con óxidos de Fe-Ti.

Unidad III: Es la unidad más externa del dominio principal, de grano más fino del PSG, que varía de una cuarzo-monzodiorita a una cuarzo-monzogranítica con textura seriada en plagioclasa, inequigranular con presencia de hornblenda, biotita y óxidos de Fe- Ti.

(2) **Dominio medio:** Está compuesto principalmente por una cuarzo-monzodiorita pobre en plagioclasa de grano grueso, con un índice de color más intenso que el dominio principal, con presencia de hornblenda, biotita, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.

(3) **Dominio basal:** Se encuentra en la parte baja del plutón y no se observa la base de esta unidad. Presenta una forma de lente que dispone de forma sub-horizontal generalmente. Está compuesto por una amalgamación de facies de colores rosados de grano medio y porfídicas, que son cuarzo-monzonita con diques félsicos y bolsones de composición monzogranítica porfiricos de grano fino a medio con contactos agudos y difusos.

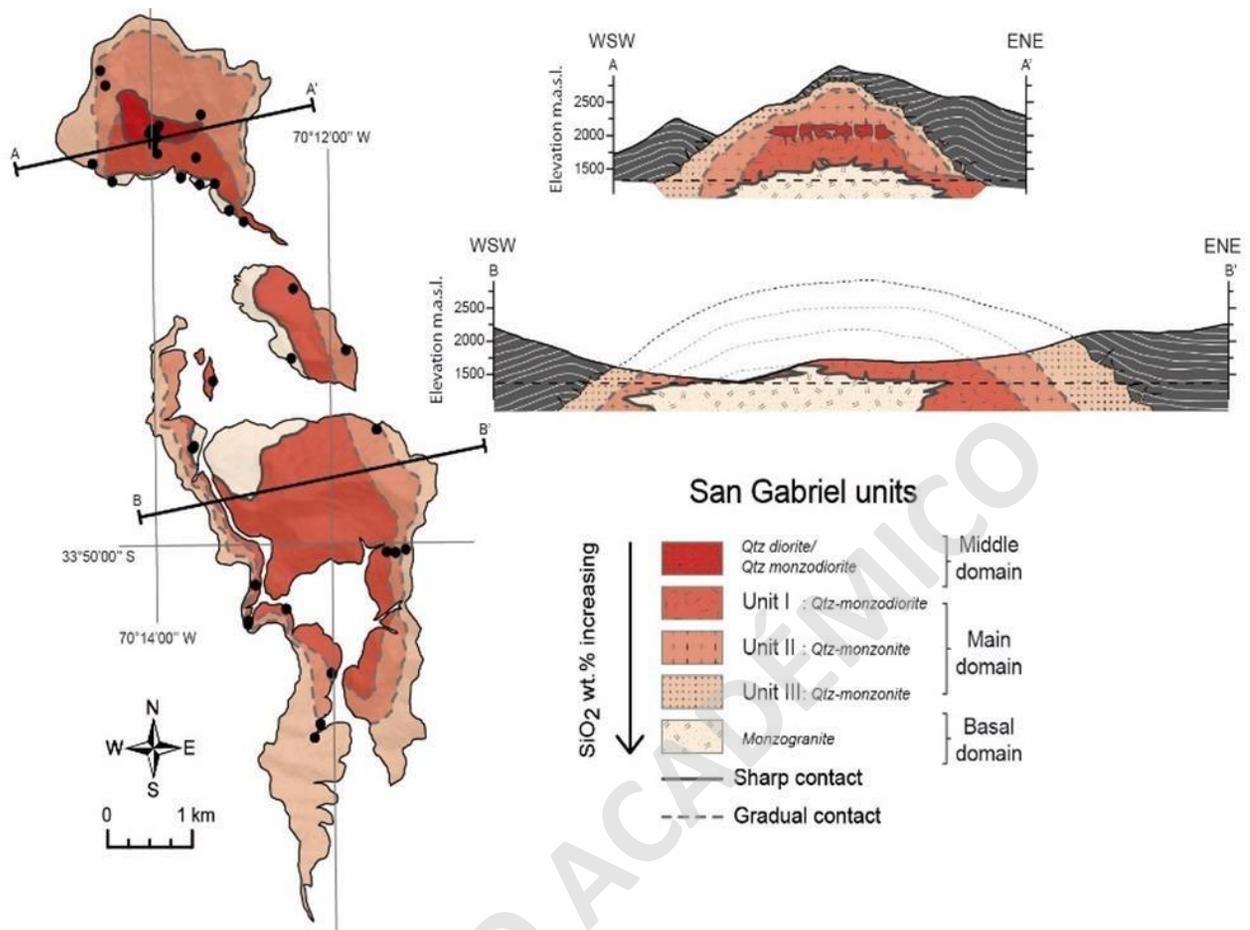


Figura 1.5. Orientación espacial y perfiles del Plutón San Gabriel. Se presenta la orientación espacial NNW del Plutón y las diversas litologías que lo componen, junto con los contactos que estas presentan y la variación del contenido de SiO₂ de cada unidad. (Extraída de Payacán. (2021).

El modelo propuesto por Payacán (2021) para este cuerpo intrusivo es el de una cámara magmática somera donde tuvieron lugar significativos procesos de diferenciación magmática en el mismo nivel de emplazamiento, basándose en estudios petrográficos, geoquímicos y mapeos geológicos. Dichos procesos fueron acompañados de reinyecciones de magmas desde una cámara más profunda, la que podría ser perteneciente a el mismo plutón, permitiendo que flujos convectivos generen estructuras magmáticas, un retrabajo de las unidades ya cristalizadas, generando enclaves, zonas de acumulación de cristales y redistribución de fundidos residuales dentro del Plutón (Figura 1.6). Los dominios principales y unidades internas de estos son el producto de diferentes grados de acumulación de cristales, que, junto a los diferentes contactos presentes, comprobarían una dinámica compleja debido a sus diversas características reológicas que explicarían sus variaciones composicionales y texturales internas.

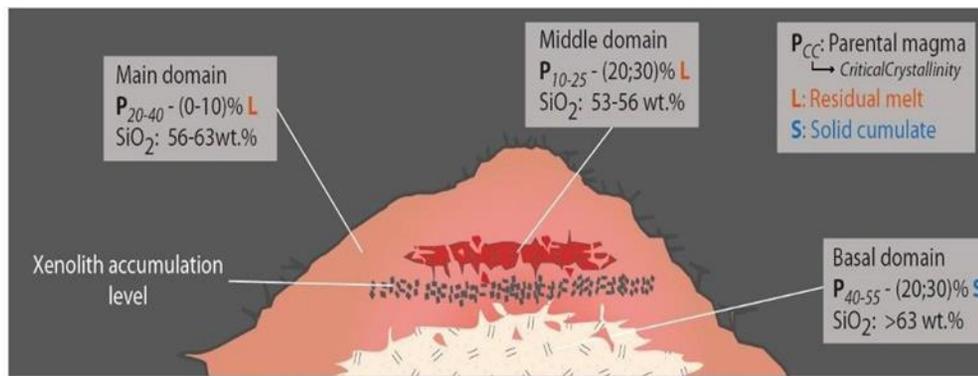


Figura 1.6. Esquema del Modelo evolutivo del PSG. Esquemización de cómo se formó, para que presente las variaciones texturales y composiciones de cada dominio (extraído de Payacán, 2021.).

1.5 Hipótesis.

Los patrones del CSD nos permiten inferir los procesos de diferenciación magmática que pudieron controlar la variabilidad composicional y textural del plutón San Gabriel. Estos evidenciarían los procesos de segregación y redistribución de fundidos residuales, reflejando las diferencias en las condiciones fisicoquímicas y de paleocrystalinidad de los magmas que dieron origen a las diferentes unidades del plutón, confirmando que fue un reservorio magmático que se diferenció a nivel de emplazamiento, en los niveles someros de la corteza terrestre. Así, de este modo, se sustenta lo previamente propuesto por Payacán (2021) a partir de estudios basados en la petrografía, geoquímica de roca total, simulaciones geoquímicas y observaciones de campo.

1.6 Objetivos.

Evidenciar los procesos de segregación de fundidos y sólidos, los cuales controlaron la redistribución de fundidos residuales silícicos que tuvo lugar durante la evolución del plutón San Gabriel, responsables de las heterogeneidades litológicas, texturales y composicionales que este presenta.

1.6.1 Objetivos específicos.

- (1) Identificar y cuantificar las fases minerales (plagioclasa principalmente) que componen las unidades litológicas del plutón San Gabriel.
- (2) Analizar la Distribución de Tamaño de Cristales (CSD) en el plutón San Gabriel.

(3) Evaluar y discriminar los procesos de diferenciación que fueron responsables de las diversas características petrográficas.

(4) Establecer correlaciones entre los parámetros del Crystal Size Distribution. Los procesos inferidos a partir de la petrografía cuantitativa y las variaciones geoquímicas del plutón San Gabriel.

1.7 Metodologías.

1.7.1 Obtención de muestras y datos petrográficos. (objetivos específicos 1 y 2).

Se utilizaron cortes transparentes obtenidos de estudios previos realizados en el plutón. Se cuenta con 30 cortes provenientes de todas las unidades definidas por Payacán (2021), estas muestras son obtenidas de diferentes sitios donde se exponen los dominios definidos. A las cuales se les realizó un análisis microscópico digital para obtener las características morfológicas de las fases presentes en cada uno, agrupándolas según plagioclasa (fase mineral dominante).

En el análisis se considerarán solo cortes no orientados y la obtención de los datos de tamaños de cristales es a través del programa “JMicroVision”, donde se considerará solo la fase de plagioclasa, a ella se le medirá el tamaño y hábitos presentes. (largo, área, ancho).

1.7.2 Análisis del Crystal Size Distribution. (objetivos específicos 2 y 3).

Este método cuantitativo seleccionado para realizar este análisis petrográfico comienza a través del programa JMicroVision donde se obtienen los datos de población y tamaño de cristales de cada muestra como histogramas y tablas, lo que permite visualizar las diversas concentraciones que existen en las familias de cristales. Para cada muestra se debe encontrar la razón de aspecto que mejor represente sus cristales en 3D (S), (I), (L) que se realiza a través del CSDlice5, una hoja de Excel automatizada que arroja los 5 mejores aspectos de radio según los parámetros de cada muestra. Estos datos posteriormente son ingresados al programa CSD Corrections 1.6 para obtener los gráficos finales del CSD que representa cada muestra, y así con sus parámetros de razón de aspecto poder inferir la forma geométrica de los cristales en 3D a través del gráfico de Zingg (1935). Para esto se requiere realizar tareas de análisis como las que se describen a continuación:

Análisis Digital: usando las imágenes digitales de los cortes transparentes se identifican y caracterizan a mano, a través de JMicroVision, los cristales de plagioclasas y son agrupados por tamaños.

Análisis Grafico: A través del programa CSD Corrections y con las familias de tamaños ya definidas se grafican los datos obtenidos, los cuales se representan en histogramas y gráficos de tendencias, pudiendo ver las variaciones en la distribución o pendientes del CSD en las diferentes partes del plutón. Estos gráficos deben ser ajustados a un modelo que los represente de mejor manera en 3D, el cual se realiza por la hoja de cálculo CSDslice5, donde se obtiene la mejor razón de aspecto < Short (S; Alto), Inter (I; Ancho), Long (L; Largo), redondez de ellos, orientación de los cristales y la fábrica que estos presentan> (Higgins, 2000; Higgins, 2002, 2006; Morgan y Jerram, 2006).

Análisis de Resultados: Las distribuciones, pendientes e intercepto representados en los gráficos generados son comparados con datos tabulados de investigaciones previamente realizadas para identificar qué proceso magmático es el más representativo para cada una de ellas, también se comparan con respecto a una muestra parental para definir qué proceso domino en cada dominio o unidad.

Correlación de datos: Identificar si los procesos inferidos desde los datos del CSD se relacionan positivamente con la geoquímica representada en las rocas, a través de las relaciones de elementos Mayores, RRE u elementos trazas.

1.7.3 Geoquímica de roca total. (objetivos específicos 4 y 5).

Se cuenta con 30 muestras provenientes de las distintas unidades, obtenidas a partir del trabajo previo de Payacán (2021). Los análisis de roca total de estas muestras fueron obtenidos a través de X- ray fluorescence (XRF) conociendo los elementos mayores y menores en el Instituto de Geoquímica y Petrología de ETH Zürich. Adicionalmente, los elementos trazas se determinaron con espectrómetro de masa - ablación de laser- plasma acoplado inducido (LA-ICP- MS), tomando 3 medidas en un lugar de 90 μm de tamaño por muestra, realizado también en el mismo Instituto.

1.7.4 Cogeneticidad y Secuencias de cristalización (objetivos específicos 4 y 5).

Estudiar el comportamiento del fraccionamiento de fases y cogeneticidad de las unidades magmáticas a través de la geoquímica. Comparación de gráficos de porcentajes y razones de elementos mayores y trazas para apoyar los procesos inferidos desde el CSD desde un punto geoquímico.

SOLO USO ACADÉMICO

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Crystal Size Distribution y procesos de cristalización.

El CSD es un análisis textural cuantitativo que se aplicó geológicamente por B. Marsh en 1988, el cual ha sufrido modificaciones por autores como Bruce D. Marsh, Katharine V. Cashman, Michael D. Higgins y Julie Roberge, entre otros. Este método se puede aplicar a rocas ígneas, volcánicas y metamórficas con el objetivo de inferir los procesos involucrados en su génesis y formación de cristales, utilizando las variables como la tasa de nucleación y tasa de crecimiento, caracterizando el contenido de cristales en función de su tamaño, orientación y forma (Higgins, 2000; Marsh, 1998).

En el CSD comúnmente las gráficas de los cuerpos ígneos son distribuciones rectas con pendientes negativas (porque es una distribución acumulativa), aunque hay ocasiones que suelen presentar concavidades. Las variaciones en las pendientes o distribución se pueden interpretar como consecuencia de procesos magmáticos, tal como cristalización fraccionada, mezcla de magma, etc. (Higgins, 2000; Marsh, 1998), a esta distribución se le pueden calcular un intercepto, realizando una regresión cuadrática a los datos, el cual nos da información sobre la tasa de nucleación. La pendiente nos indica como varía la cristalinidad (tasa de crecimiento) del fundido y cuál es el proceso magmático que podría producir esta variación (Higgins, 2000; Higgins, 2002; Higgins y Roberge, 2007; Vinet y Higgins, 2010).

El CSD es una técnica cuantitativa que se basa en el análisis textural de las rocas, donde se compara la población de tamaños versus los tamaños de cristales (Higgins, 2006; Zieg, 2002). En el siglo XIX los estudios petrográficos crecieron exponencialmente, llegando la creación del microscopio petrográfico, lo que permitió obtener mejores datos cuantitativos, pudiendo llegar a definir procesos físicos o modelos más exactos que los métodos cualitativos usados previamente (Higgins, 2000; Higgins, 2002). Comprender y estudiar cómo se generan las diversas texturas en las rocas ígneas resulta fundamental para definir las condiciones de solidificación y poder modelarlas de manera correcta. La característica más usada para el análisis cuantitativo es el tamaño de los cristales, ya que es el parámetro que mejor describe las condiciones termales, de almacenamiento, tiempo de residencia y tasa de crecimiento de cristales (Higgins, 2000). Todas estas características de las rocas se obtienen desde imágenes o secciones en 2D, como afloramientos, muestras de manos, cortes transparentes o pulidos. Los datos obtenidos de estas

secciones necesitan ser tratados estereológicamente de forma manual o automática a través de programas, obteniendo los datos de longitud, área, perímetro, ancho y orientación representada en 3D.

El crecimiento y la nucleación vienen ligados directamente al fenómeno de cristalización. Este proceso puede ocurrir mediante variados procesos como por ejemplo desde un material fundido que se enfría, por sublimación de gases o por la precipitación de sustancias disueltas. Aquí el foco será solamente en el primer proceso nombrado, donde se cristalizan fases minerales desde un material fundido conocido como magma.

La cristalización de fases minerales depende de dos etapas que son fundamentales Nucleación y Crecimiento (Figura 2.1). La “nucleación” es el inicio del proceso de cristalización, y es donde a partir de una estructura nueva o preexistente, conocida como núcleo, los átomos se unen y su energía les permite mantenerse unidos dentro del líquido. Una vez ya formados los núcleos comienzan la etapa dos que sería el “crecimiento”, la cual consta de unir nuevos átomos constituyentes al núcleo inicial. Estos dos procesos son dependientes del tiempo, y si en un tiempo determinado la “nucleación” es más rápida que el “crecimiento”, se generaran nuevos agregados cristalinos, formando gran cantidad de cristales de tamaños pequeño. Por el otro lado, si esta relación es inversa, se generará pocos agregados cristalinos de gran tamaño.



Figura 2.1. Nucleación y Crecimiento Cristalino. Esquematización de los procesos de Nucleación y Crecimiento para granos cristalinos a partir de un líquido o fundido.

2.2 Aplicación del Crystal Size Distribution.

La teoría de este método fue creada por Randolph y Larson en 1971 y luego Marsh la interpretó en un contexto geológico en 1988 con el fin de cuantificar los aspectos texturales de las rocas y obtener información sobre los procesos que llevaron a la formación de cada roca.

Para aplicar este método se tiene que caracterizar la forma, el tamaño y orientación de los cristales de una fase cristalina en un área determinada, donde los tamaños de cristales se agrupan en intervalos o bins. Comúnmente se usa la plagioclasa debido a su gran rango composicional y de estabilidad (e.j: Higgins, 2000; Higgins y Roberge, 2003; Marsh, 1998), aunque se puede usar más de una fase cristalina para el análisis. Se generan familias o intervalos de tamaños del cristal a estudiar y se cuenta la cantidad de cristales, permitiendo calcular una densidad de población para cada bin. Luego de realizar los ajustes estereológicos necesarios se grafica la densidad de la población de los cristales frente al tamaño de los cristales para conocer las distribuciones, pendientes e intercepto de cada grafica (Higgins, 2002, 2006; Marsh, 1998).

En 1988 en el Volcán Makaopuhi, Hawái fue uno de los lugares pioneros donde se aplicó la técnica del CSD, realizado por Marsh y Cashman, donde realizaron medidas de los cristales de plagioclasas y óxidos de Fe-Ti, calculando la densidad de población de los cristales para examinar el cambio de las tasas, promedio de crecimiento y nucleación con respecto al tiempo a través de gráficas, permitiendo obtener estas variables sin la necesidad de un modelo cinético. Dicho estudio llegó a la conclusión que el proceso dominante fue una tasa de sobre enfriamiento baja, permitiendo que el magma se mantenga en equilibrio mientras disminuye su temperatura, lo que explicaría las texturas presentes en ellas. Por otro lado, este método podría ser aplicado para todos los sistemas geológicos, ya que este análisis cuantitativo textural de las rocas volcánicas proporciona información de la cristalización in situ, brindando las tasas de nucleación y crecimiento, y a partir de las velocidades de estas poder limitar los modelos existentes de cristalización magmática.

El CSD tradicionalmente ha sido aplicado al estudio de rocas volcánicas, debido a la facilidad del reconocimiento de cristales mediante algoritmos de procesamiento de imágenes y una mejor preservación de los tamaños y formas de los cristales. Sin embargo, a través del método del CSD aplicado principalmente a granates, Weber et al. (1999) estudiaron los diques aplíticos-pegmatíticos someros y laminados en la ciudad de San Diego, condado de California. Se estudiaron

las tasas de crecimientos de fases granates y turmalina, donde estas últimas alcanzaban hasta los 10 cm de largo, basándose en las observaciones de campo, BSE (Backscatter electron) para los granates, en modelos de enfriamientos conductivos y el estudio del Cristal Size Distribution. Dicho estudio llegó a inferir tasas de crecimientos en rangos de hasta $10e-6$ cm/s, indicando que estos diques se enfriaron y cristalizaron de manera rápida. Así llegaron a la conclusión que las características que presentan estos diques se deben a variaciones en las tasas de nucleación y una tasa de crecimiento alta y generalmente constante, de este modo una alta tasa de nucleación inicial coincidente con la intrusión del fundido dentro la de roca caja permite un fuerte enfriamiento del fundido explicando las capas aplíticas de granos milimétricos. Por otro lado, una tasa de nucleación baja y una alta tasa de crecimiento explicarían los mega cristales del bloque colgante, en los núcleos y cavidades miarolíticas del dique. Apoyando al modelo termal que explica que el enfriamiento de estos diques junto con sus características habría sido un evento que duro días o años.

En los micromonzogabros de Qisir Dagh, al SE del volcán Sabalan en Irán. Pourkhorsandi et al. (2015) aplicaron la técnica del CSD en las fases de plagioclasas para inferir la historia de cristalización que estos sufrieron. Basados en datos microscópicos y geoquímicos se determinó que estos gabros tenían la presencia de al menos 2 poblaciones de plagioclasas diferentes, indicando que tuvieron que haber sufridos procesos de mezcla de magma o cristalización fraccionada mientras el magma se enfriaba. La composición química de las plagioclasas evidencia una amplia variación entre sus fases de Anortita-Albita-Ortoclasa lo que sugiere un complejo proceso de cristalización. Esta teoría se complementa con las pendientes y distribuciones de CSD que presentan las muestras de los micromonzogabros, donde se puede inferir un proceso de mezcla de magmas, y que, junto a las texturas microscópicas observadas, se llegó a la conclusión de que el proceso que dominó en estos gabros fue la mezcla de magma más que una cristalización fraccionada.

La cristalización de magma bajo un sobre enfriamiento se puede ver reflejada en los patrones de CSD, cuando la densidad de población aumenta drásticamente en los tamaños pequeños y la población de tamaño grande de cristales se mantiene constante o aumenta (Figura 2.2a). Del mismo modo, se pueden inferir procesos de acumulación de cristales, los cuales se traducen en un aplanamiento de la pendiente, registrando un aumento de la población de cristales grandes. Por el contrario, cuando ocurre fraccionamiento, la pendiente aumenta disminuyendo la población de cristales grandes (Figura 2.2c). Estas variaciones suelen tener un comportamiento lineal, aunque

puede presentar comportamientos cóncavos cuando se trata de mezcla de magmas, como por ejemplo una reinyección de magmas básico a un reservorio diferenciado (Figura 2.2e).

Esta técnica, al ser un método cuantitativo presenta limitaciones como por ejemplo el tamaño mínimo de cristal para ser considerado es de 0.03 mm, los cristales menores a ese tamaño no se toman en cuenta. También hay que considerar la orientación de los cristales presentes en los cortes, los cuales pueden generar errores en los cálculos finales del CSD. Por otro lado, al tratarse de un método estadístico se ve afectado por un fenómeno llamado “Clausura” el cual se centra en el porcentaje de la cristalinidad, ya que esta no puede superar el 100%, limitando la cantidad de una fase según los efectos químicos y termales presentes. (Higgins, 2002; Higgins y Roberge, 2007; Zieg, 2002).

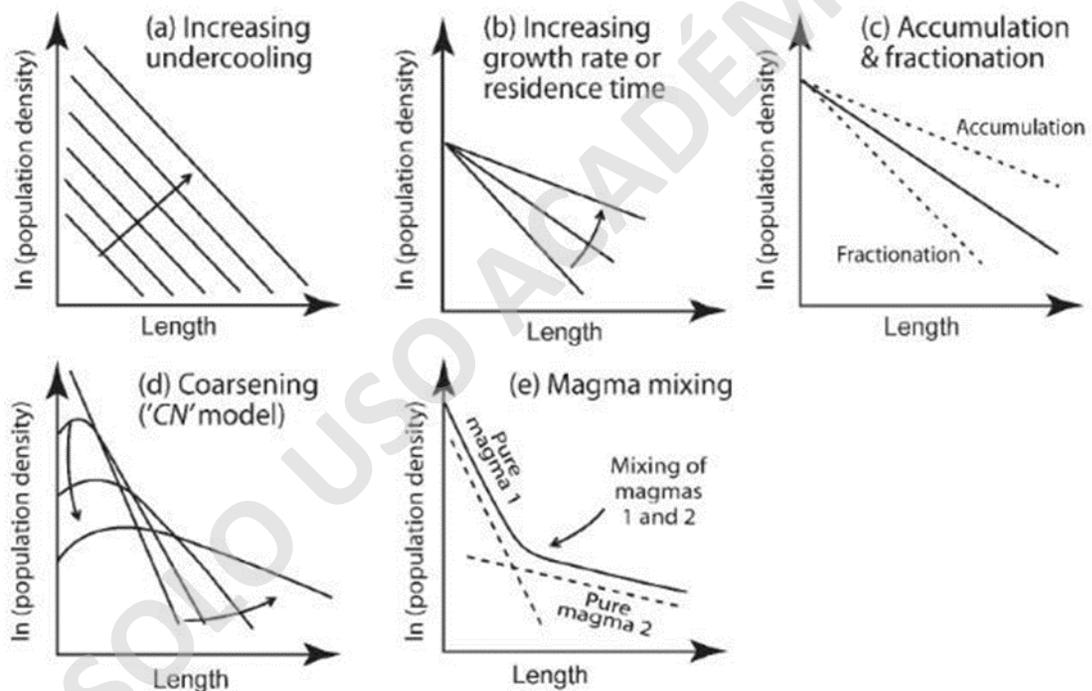


Figura 2.2. Procesos magmáticos en CSD. Esquemización de los procesos y como estos pueden influir en el CSD: a) sobre enfriamiento o saturación; b) Incremento en el tiempo de residencia o tasa de crecimiento; c) fraccionamiento o acumulación de cristales; d) Engrosamiento cristalino; e) Mezcla de magmas o combinación de 2 poblaciones de cristales (Extraída de Vinet and Higgins 2010.).

3. MARCO GEOLOGICO

3.1 Contexto Geodinámico

La Cordillera de los Andes en Chile se formó por diversos procesos que actuaron en conjunto como lo son la actividad tectónica y la actividad magmática, las cuales se generan por la interacción de dos placas tectónicas donde ocurre la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. La historia de esta cadena montañosa se registra desde el periodo carbonífero hasta el presente, en un margen tectónico denominado convergente donde ocurre una subducción de placas tipo oceánico-continental (Maksymowicz, 2015; Ramos, 1989). A lo largo de todo el territorio chileno ocurren variaciones en las condiciones de subducción, a los 33° ocurre la subducción del Ridge de Juan Fernández (Figura 3.1) el que produce un aplanamiento en el ángulo de subducción generando una zona libre de volcanismo y sin evidencia de engrosamiento cortical que se manifiesta en dirección norte aproximadamente hasta los 27° (Kay y Mpodozis, 2002; Maksymowicz, 2015), también coincide con los rumbos N – S de las estructuras regionales, donde las unidades morfo estructurales presentes son, Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, y Precordillera (Figura 3.1; Charrier et al., 2009; Farías et al., 2008; Fock y Charrier, 2005). Al sur de los 33°S, aproximadamente, se pueden observar diferencias en los rumbos de las estructuras mayores y cordones montañosos, con la aparición del arco volcánico que presenta un rumbo NNE- SSW (Farías et al., 2008), extendiéndose hasta los 45 ° aproximadamente (Charrier et al., 2007). A los 34°S se pueden observar que las unidades morfoestructurales principales presentes son Cordillera de la Costa, Depresión Central, Codillera Principal y Cordillera Frontal (Figura 3.1; Charrier et al., 2009; Farías et al., 2008).

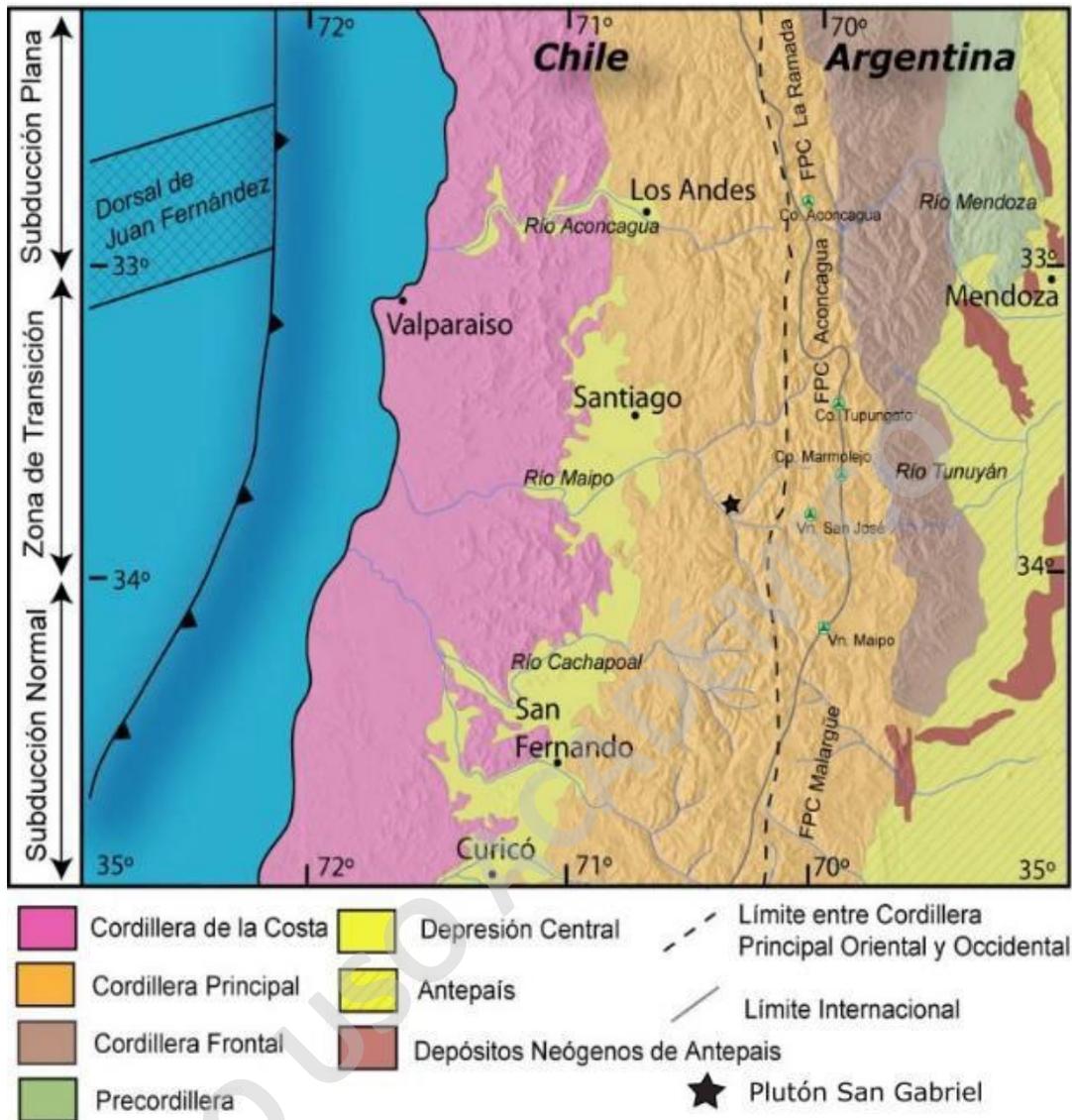


Figura 3.1. Principales unidades morfoestructurales de Chile entre los 32° y 35°. Se puede observar el cambio de rumbo de las estructuras y del margen continental, junto con la aparición de la depresión intermedia aproximadamente a los 33° (extraída y modificada de Fock, 2005).

3.2 Marco Geológico: Estratigrafía y evolución geológica Cenozoica de Chile Central (33–34°).

Los principales afloramientos presentes en la zona de estudio corresponden a sucesiones continentales volcánicas y sedimentarias Cenozoicas (Figura 3.2, Charrier et al., 2009). Durante el Oligoceno- Mioceno superior, existía una cuenca de intra-arco denominada cuenca de banico, en la actual Cordillera principal, donde la actividad volcánica estuvo confinada controlando la

acumulación de estos depósitos (Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2009). La orientación principal de esta cuenca es de una franja N-S donde se depositaron las Formaciones Farellones y Abanico, junto a variados intrusivos Miocenos orientados de la misma manera, se encuentra limitada lateralmente por fallas de alto ángulo con orientación N-S, que son los límites que las dividen de las cuencas Mesozoicas (Figura 3.2; Charrier et al., 2007; Farías et al., 2008).

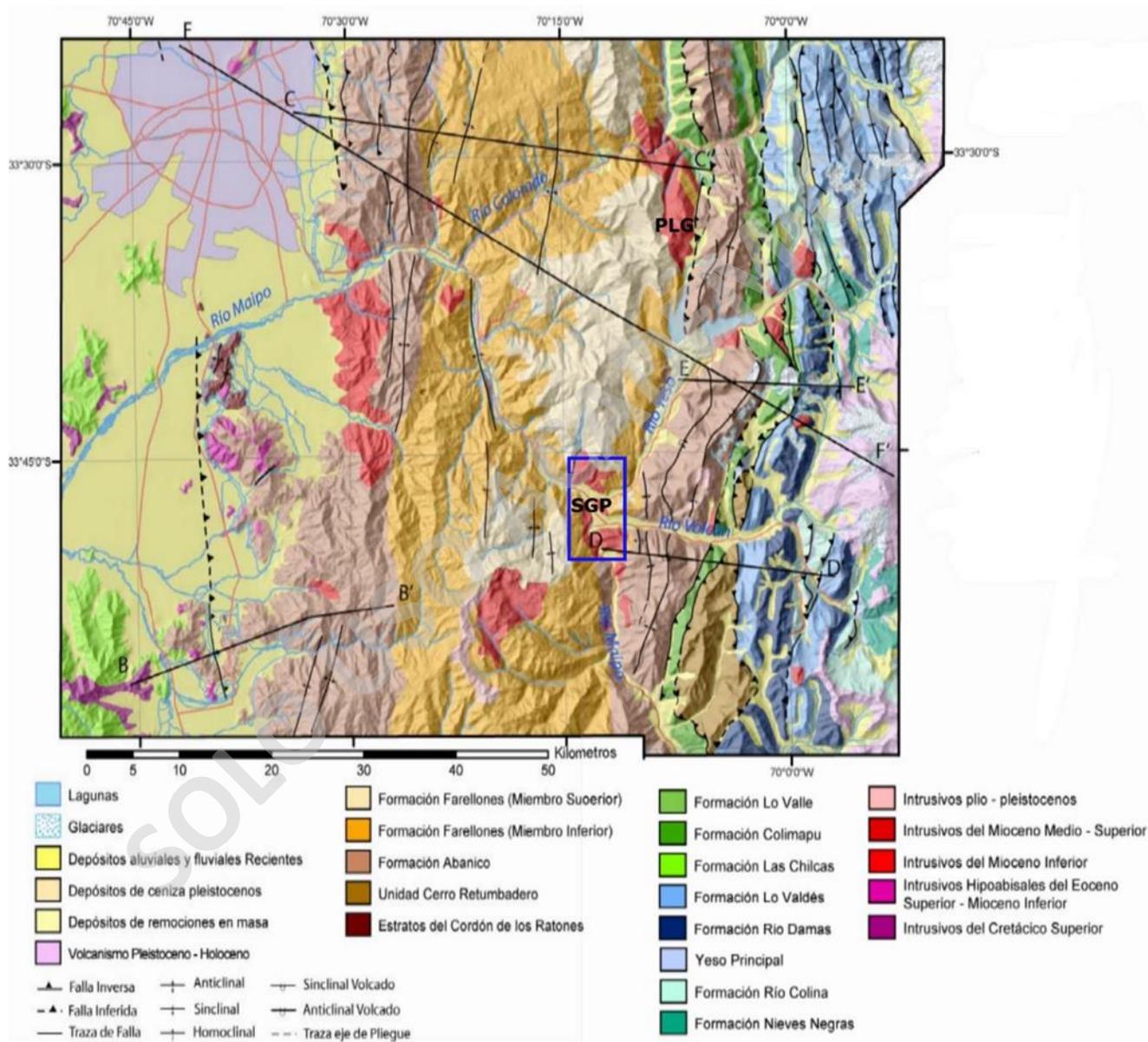


Figura 3.2. Mapa geológico entre los 33° y 34° S. Se diferencian las formaciones presentes, que están preferencialmente orientadas N-S junto con los cuerpos intrusivos. También se presentan las principales estructuras que limitan cuencas. Se destaca en azul la ubicación del Plutón San Gabriel. SGP: Plutón San Gabriel; PLG: Plutón la Gloria (Extraída y modificada de Fock 2005).

La Cordillera de los Andes se formó mediante diversas etapas tectónicas (Charrier et al., 2007, 2009) donde dominaron eventos compresivos y extensivos, generando cambios importantes en la corteza continental, como engrosamiento, deformación y migración del arco volcánico (Figura 3.3; Charrier et al., 2002; Charrier et al., 2007; Fock y Charrier, 2005; Muñoz et al., 2006). El registro geológico de la cuenca de Abanico permite dividir su formación en dos etapas principales. El primer evento toma lugar en el Oligoceno y Eoceno, caracterizando un régimen extensivo que deforma y adelgaza la corteza hasta edades Miocenas tempranas (Charrier et al., 2009). Durante este periodo se dieron las condiciones propicias para poder depositar una secuencia volcánica, volcanoclastica, con estructuras de lentes sedimentarios, que componen la Formación Abanico, llegando a alcanzar hasta los 3000 m de potencia (Charrier et al., 2002).

La segunda etapa de esta cuenca se caracteriza principalmente por la inversión de las estructuras dominantes, reflejando el cambio a un régimen compresivo a diferencia de la primera etapa (Charrier et al., 2002; Farías et al., 2008). El cambio de régimen permitió una deformación compresiva en la cuenca, donde las fallas que la limitaban se invierten, generando un alzamiento y permite generar una nueva cuenca para depositar las rocas pertenecientes a la Formación Farellones (Fock y Charrier, 2005). Esta formación representaría un arco volcánico mioceno compuesta de rocas volcánicas andesíticas a riolíticas, llegando a una potencia máxima de 2400 metros (Charrier et al., 2002). Diversos autores han corroborado que esta inversión de cuenca provoca una migración del arco hacia el este y permiten el engrosamiento cortical, facilitando que la química de los magmas llegue a ser más félsica (Charrier et al., 2009; Farías et al., 2008; Fock y Charrier, 2005; Kay y Mpodozis, 2002; Muñoz et al., 2006).

3.3 Magmatismo Cenozoico en Chile central.

El magmatismo que tuvo lugar en Chile central presenta una diversidad composicional destacable durante la formación y evolución de los Andes. Las variaciones en la era cenozoica coinciden con el cambio de etapa de deformación de la cuenca de Abanico, mostrando que estos factores están estrechamente relacionados (Charrier et al., 2007; Kay y Mpodozis, 2002; Muñoz et al., 2006). La primera etapa acumulo sucesiones volcánicas correspondientes a lavas básicas

(basaltos) y rocas piroclásticas ácidas, con un carácter toelítico y una relación Sr/Nd muy baja, lo que caracteriza una corteza continental delgada con no más de 40 km de espesor (Figura 3.3a, 3.3b; Kay y Mpodozis, 2002). Por consiguiente, la segunda etapa permitió acumular las sucesiones volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes a la Formación Farellones, donde se ausentan las lavas de composición básica, dominando un alto espesor de rocas piroclásticas de composiciones más evolucionadas geoquímicamente y con una afinidad calco-alkalina, las cuales se generaron durante el Mioceno con una clara migración hacia el este (Figura 3.3d, 3.3e; Kay y Mpodozis, 2002; Muñoz et al., 2006). Este cambio composicional tiene coincidencia temporal con el engrosamiento cortical que tuvo lugar durante el Mioceno superior, al cual se responsabiliza de esta variación (Figura 3.3e, 3.3f; Kay y Mpodozis, 2002; Muñoz et al., 2006). Durante este período el magmatismo es representado por una gran cantidad de cuerpo graníticos, que se interpreta aprovecharon las debilidades y los rumbos de las rocas de cajas, ya que tienen una forma elongada en dirección N-S (Charrier et al., 2002; Muñoz et al., 2006), lo que nos indica que las intrusiones o ascensos del magma estuvieron controladas por las zonas de deformación tectónica, como fallas, contactos o pliegues.

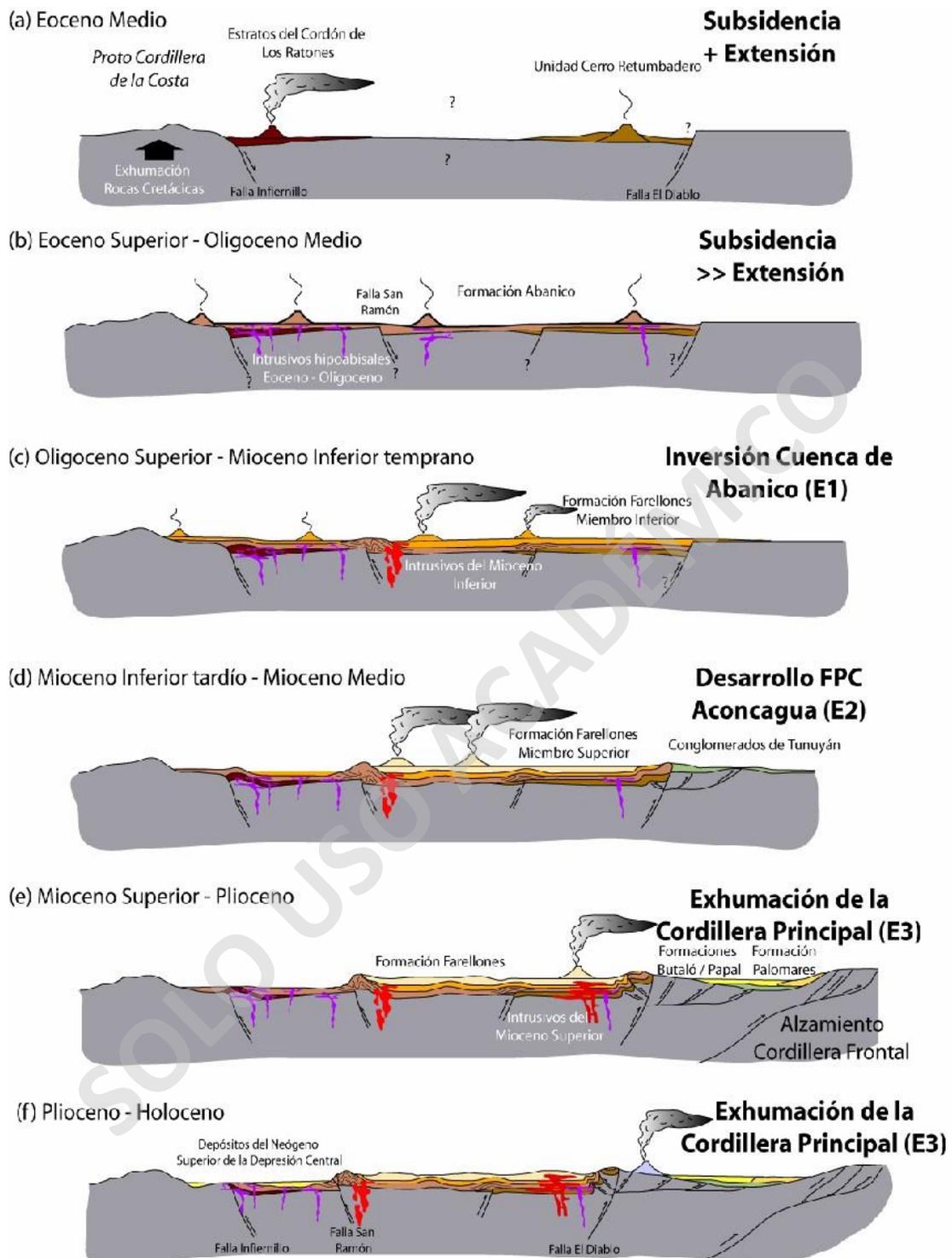


Figura 3.3. Modelo de Evolución Paleográfica. Se destaca la evolución de la cuenca de abanico en la época cenozoica, se esquematiza la formación de las cuencas, relleno y migración del arco volcánico hacia el este, asociados a diferentes eventos tectónicos ocurridos por variaciones en la configuración de la subducción (extraído de Fock et al 2005).

3.4 Antecedentes del Plutón San Gabriel.

El Plutón San Gabriel (PSG) es un cuerpo intrusivo del Mioceno superior (9-14 Ma) de ~ 40 km² de área de exposición, ubicado en el norte de la Zona Volcánica Sur en los Andes centrales de Chile (Figura 3.2). El PSG intruye poco profundo (el techo se encuentra a ~ 4-5 km de profundidad, similar al vecino plutón La Gloria (Gutiérrez et al., 2018), intruyendo las secuencias volcánicas y sedimentarias de las Formaciones Abanico y Farellones, en el borde oriental de Cuenca de intra- arco Abanico (Figura 3.2; Fock y Charrier, 2005). La evolución de esta cuenca se caracterizó por períodos de intensa deformación y engrosamiento cortical acompañado de una diferenciación progresiva del magmatismo y vulcanismo en el tiempo (Charrier et al., 2002; Farías et al., 2008). El PSG se emplazó como parte de un cinturón plutónico relacionado con la subducción del Mioceno de ~ 40 km de ancho, dispuestos de norte/sur y que constan de plutones cuarzo-monzodioríticos discretos (Figura 3.2; Muñoz et al., 2006). Algunos de estos cuerpos plutónicos están relacionados a la formación de depósitos minerales gigantes del tipo pórfido cuprífero (distrito del teniente y Río Blanco-Los Bronces). La rápida exhumación y erosión glacial del período Terciario-Cuaternario han permitido exponer el PSG hasta 1000 m de relieve vertical, pudiendo reconocer sus bordes, zonas interiores y el techo (Figura 3.4a, 3.4c, 3.4e, 3.4f).

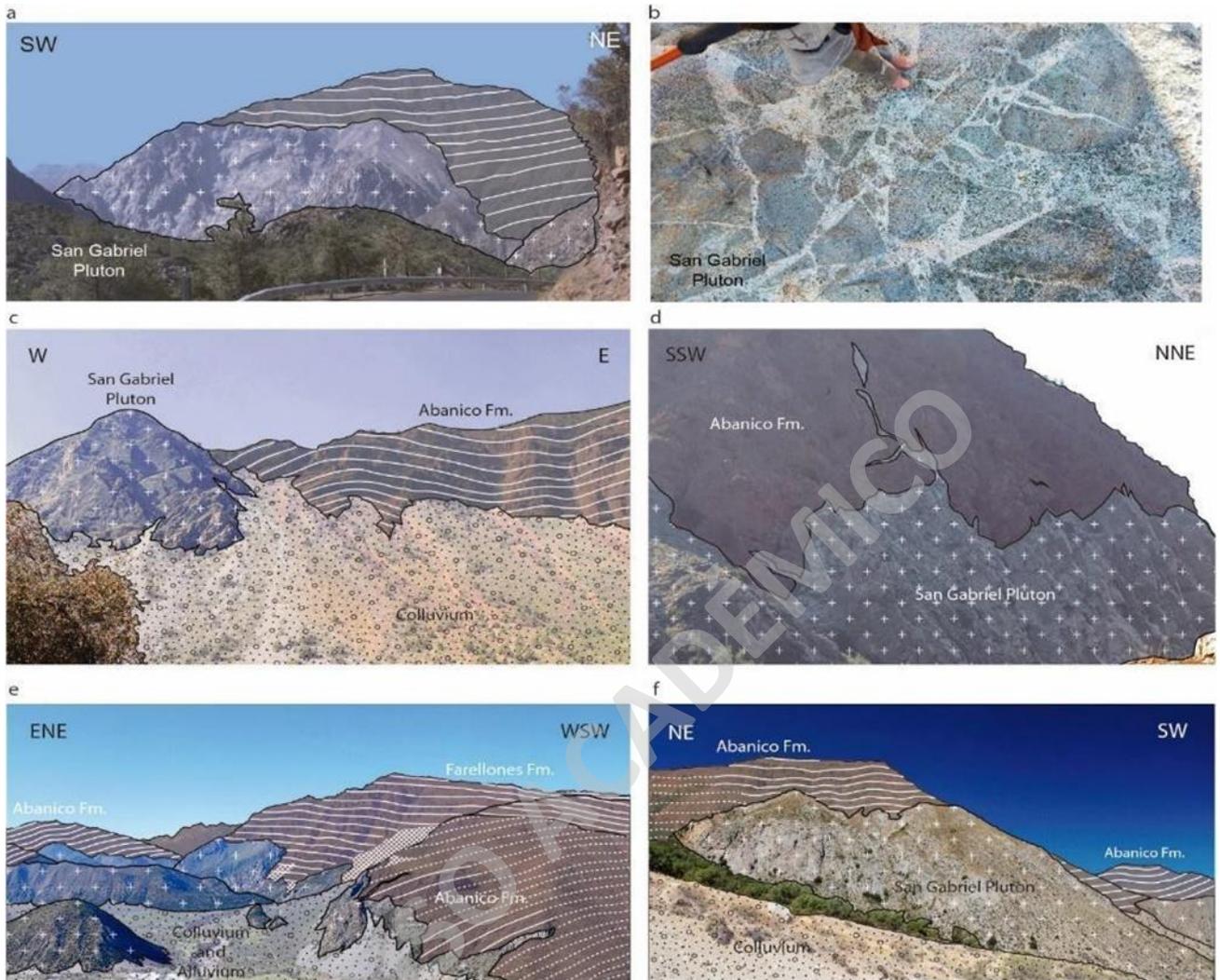


Figura 3.4. Afloramientos del PSG. Muestra los diferentes contactos que el plutón presenta con la roca de caja en las diversas áreas en las que intruye, específicamente con la Formación Farellones y Abanico. (Extraída de Payacán (2021).

El PSG tiene una forma alargada (12 km de largo y 3 km de ancho) con un rumbo N30W (Figura 5), donde las paredes laterales se pueden observar con contactos agudos en las zonas fronterizas y sub horizontalmente en el techo (Payacán 2021; Figura 3.4a, 3.4c, 3.4e, 3.4f). La forma irregular del plutón permite observar la mayor exposición vertical en el extremo norte (hasta 1000 m), donde se expone el techo. El contacto entre el PSG y su roca huésped es principalmente agudo, presentando diques de centímetros a unos pocos metros de ancho que se entrometen en las rocas volcánicas y algunos bloques de roca caja están asilados por los diques (Payacán, 2021; Figura 3.4b, 3.4d).

3.4.1 Petrografía del plutón San Gabriel.

La petrografía expuesta será la descrita por Payacán (2021). Aquí se divide al plutón en dominios magmáticos, los cuales pueden presentar más de una unidad (Figura 1.5).

El PSG se compone principalmente de cuarzo-monzonita y cuarzo-monzodiorita, se distingue por presentar una amplia gama de facies magmáticas, que varía desde cuarzo-diorita hasta monzogranito. Tiene variaciones verticales y concéntricas en las modas minerales, texturas, tamaño de grano e índice de color (Payacán, 2021; Figura 1.5; Figura 3.5;). Los principales minerales son plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda (los piroxenos son subordinados) proporcionalmente), mientras que titanita, apatito, circón y óxidos de Fe-Ti están presentes como minerales accesorios. Las texturas reconocidas en el plutón son equigranular de grano medio a grueso, aunque también se observan texturas de grano fino y porfíricos (Figura 3.5). Se destacan 5 unidades magmáticas que se agrupan en tres dominios, están dispuestos en un patrón concéntrico y una disposición vertical con contactos agudos graduales y rectos. (Figura 1.5, Figura 3.4).

(1) Dominio principal: Este dominio está compuesto por tres unidades. Están dispuestas concéntricamente con contactos graduales, dando lugar a variaciones mineralógicas y texturales desde las partes internas hacia los bordes del plutón (Payacán, 2021).

Unidad I: Es la unidad más interna, corresponde a una monzodiorita de cuarzo o monzodiorita a cuarzo-monzogranito de grano grueso (mayor a 5 mm) con biotita y hornblenda en menor cantidad. Está compuesto por plagioclasa euhedral (40-55%), feldespato potásico subedral a anédral (15-25%) y cuarzo anédral (7-12%). La principal fase ferromagnesiana es la biotita euhedral (10-15%), generalmente reemplazando a la hornblenda (5-12%; Figura 3.5) asociada a la actinolita. La textura intersticial es común en los cristales de feldespato potásico y ferromagnesianos (Payacán, 2021).

Unidad II: corresponde principalmente a cuarzo-monzogranito de grano medio, que se compone de plagioclasa euhedral (35-50%), feldespato potásico subedral a anédral (25-30%) y cuarzo anédral (10-15%; Figura 3.5). El cuarzo y el feldespato potásico son en su mayoría son intersticiales, llenando los intersticios entre los cristales de plagioclasa. Los ferromagnesianos son principalmente hornblenda intergranular (4-11%) alterada a biotita (3-8%) y actinolita con

inclusiones de óxido de Fe-Ti, formando normalmente racimos que a veces llenan los intersticios entre cristales de plagioclasa (Payacán, 2021).

Unidad III: La unidad más externa, presenta el grano más fino del plutón San Gabriel (cristales de hasta 2 mm), que corresponde a una cuarzo-monzodiorita a cuarzo-monzogranito con texturas seriadas (principalmente en plagioclasa). La unidad III está compuesta por plagioclasa euhedral (40-55%), feldespato potásico subédral a anédral (18-30%), generalmente rellenando intersticios y como monocristales, y cuarzo intersticial anédral (5-11%; Figura 3.5). A diferencia de las otras unidades de este dominio, la unidad III tiene mayores contenidos modales de hornblenda (6-14%), en comparación al contenido de biotita (5-8%). La plagioclasa está presente en fenocristales de hasta 4 mm (<3%). Las texturas intersticiales en los anfíboles son menos comunes que en la Unidad I. Los óxidos de Fe-Ti son principalmente intersticiales y como polvo en los anfíboles y piroxenos alterados. Los cambios sistemáticos mineralógicos, modales y de textura y los contactos gradacionales sugieren que el dominio principal se diferenciaba in situ de un depósito integrado de composición intermedia (Payacán, 2021).

(2) **Dominio medio:** Este dominio está compuesto principalmente por una cuarzo-monzodiorita de grano grueso (incluso cuarzo-diorita), reconocida en la parte norte (más alta) del plutón San Gabriel (Figura 1.5). Tiene un índice de color más alto en comparación con el dominio principal, alcanzando hasta un 40% de minerales máficos (hornblenda + biotita + clinopiroxeno + óxidos de Fe - Ti). Se reconoce la plagioclasa euhedral (42-65%), feldespato potásico (10-15%) y el cuarzo anédral (5-8%), con texturas acumuladas, pliegues torcidos en cristales de plagioclasa y ferromagnesianos que llenan los intersticios (Figura 3.5). El contacto con unidades del dominio principal es principalmente de forma nítida, pero complejo en términos de relaciones de corte. Muchos bloques centimétricos a decimétricos del dominio medio están contenidos por unidades del dominio principal (Payacán, 2021; Figura 3.6a).

(3) **Dominio basal:** Este dominio se observa en los niveles inferiores del plutón San Gabriel y su fondo no está expuesto. Las observaciones de campo permiten inferir una disposición general sub-horizontal, sugiriendo una forma de lente (Figura 1.5 y 1.6). El dominio basal presenta contactos agudos e irregulares con complejas relaciones de corte con la unidad I y II circundante del dominio principal, mostrando interdigitación de ambos dominios paralelos a la disposición del contacto principal. Sin embargo, las evidencias texturales en el extremo norte del PSG sugieren

que el dominio basal invadió a la unidad II. Este dominio está compuesto por una amalgamación de facies de color rosa porfídicas y de grano medio, que son cuarzo-monzonita de grano medio con diques félsicos y bolsones monzograníticos porfídicos de grano medio a fino, mostrando contactos agudos a difusos (Figura 3.6b, 3.6c, 3.6f y 3.6h). El contenido modal varía en plagioclasa euhedral de grano medio a grueso (20-40%), feldespato potásico subedral a anédral (25-35%) y cuarzo anédral (15-25%; Figura 3.5). En general, el feldespato potásico, el cuarzo y los minerales ferromagnesianos tienen tamaños más finos formando una masa fundamental cristalina que rodea los fenocristales de plagioclasa, dando texturas porfídicas con contenido variable de fenocristales (50-80%). En ocasiones se observan texturas intersticiales en la hornblenda, mientras que es más común en el feldespato potásico, que también muestra una textura poiquilítica, que contiene cristales de plagioclasa euhedral (Payacán, 2021).

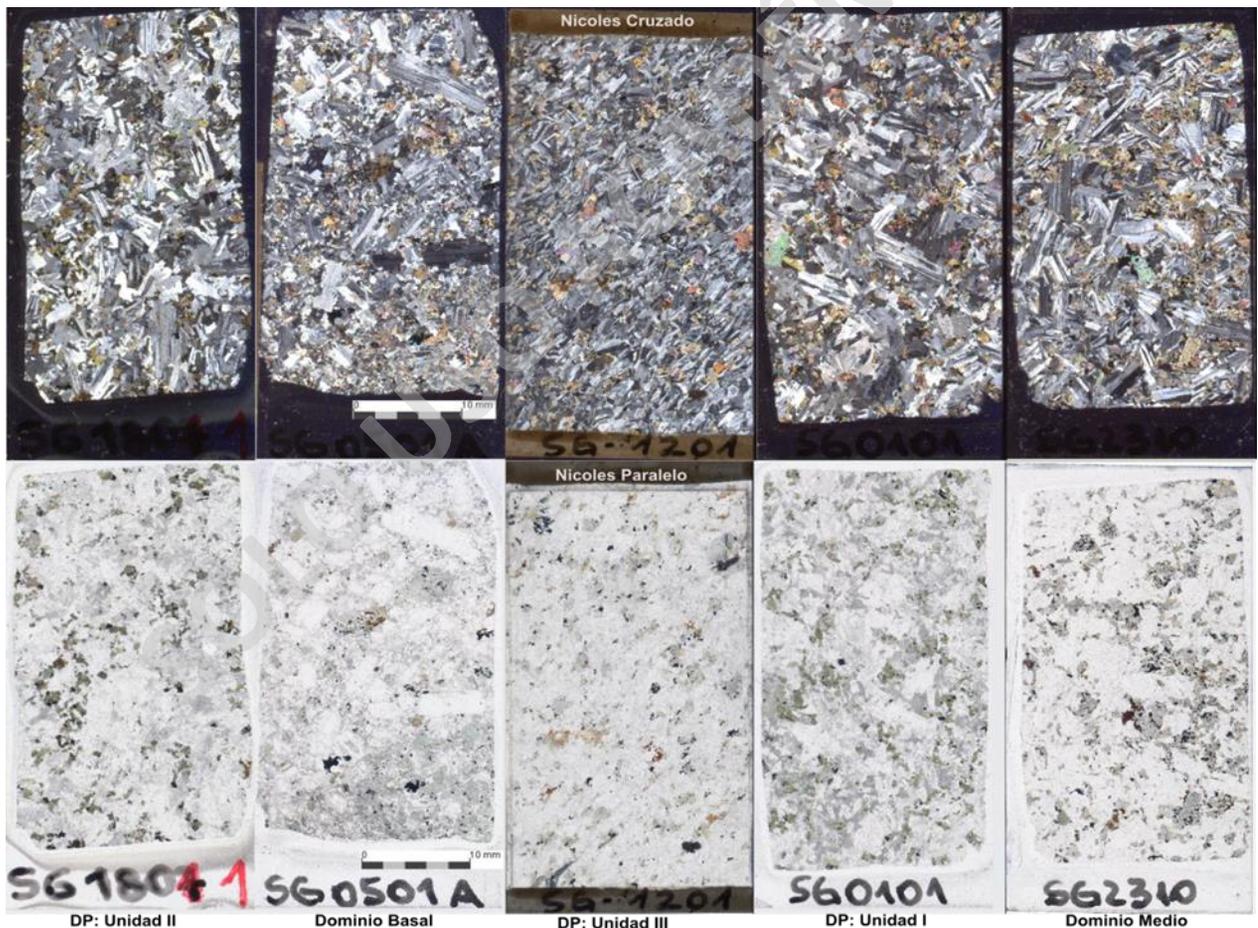


Figura 3.5. Cortes transparentes del PSG. Se muestran cómo se ven las unidades del plutón San Gabriel a escala de corte transparente, las diferentes texturas y fases cristalinas presentes. En la parte superior se muestra la vista en Nicoles Cruzado y en la inferior a Nicoles Paralelo (Extraída de Payacán (2021).



Figura 3.6. Afloramientos del plutón San Gabriel. Se muestran las relaciones de contactos y las estructuras presentes en los diversos dominios y unidades en los afloramientos estudiados. (Extraída de Payacán (2021)).

3.4.1.1 Estructuras internas.

En el plutón San Gabriel se conservan diques y bolsones leuco graníticos, principalmente aplíticos, que varían de ancho centimétricos a decimétricos (0.5 - 10 cm; Figura 3.6c, 3.6d). La mayoría de ellos se observan en el dominio basal, aunque también ocurren en niveles superiores. Los diques son granitos / leucogranitos de grano medio a fino con biotita + hornblenda + titanita + Fe Ti-óxidos, incluidas las pegmatitas de feldespato potásico (Payacán, 2021; Figura 3.6d). Ocasionalmente se observan bandas de schlieren, principalmente conservados en la Unidad I del dominio Principal (Payacán, 2021; Figura 3.6e y 3.6f). Estas estructuras se caracterizan por la acumulación de cristales de biotita y anfíbol de las facies cuarzo-monzodiorítica a veces imbricada. En general, las estructuras de schlieren varían en tamaño entre unos pocos centímetros a decímetros que son abiertas y asimétricas (Payacán 2021; Figura 3.6e), es posible observar tanto disposiciones subhorizontales como subverticales con ligeras variaciones en el contenido de minerales máficos hacia un lado (Figura 3.6f). En comparación con la descripción detallada de las estructuras magmáticas realizadas por Paterson (2009), las estructuras de bandas de Schlieren observadas en el PSG pueden corresponder de canales de flujo magmático análogos a las formas de los lechos sedimentarios (Payacán, 2021).

Los enclaves máficos del Plutón de San Gabriel se conservan como capas horizontales en niveles intermedios, asociados a contactos internos entre unidades texturales, especialmente por encima del dominio medio. Estos enclaves máficos coexisten con bloques de forma recta y tienen una mayor concentración volumétrica en comparación con el resto del plutón, formando una apariencia de brecha "magmática". Los enclaves máficos consisten principalmente en bloques basálticos a andesíticos ricos en ferromagnesianos que pueden dividirse en dos grupos (Payacán, 2021):

1. Un primer grupo está representado por enclaves de bordes redondeados agudos a graduales, que contienen plagioclasa y hornblenda (Figura 3.6g). Más del 40% de estos enclaves máficos contienen abundantes fenocristales de plagioclasas. Los enclaves de este grupo son más pequeños (hasta ~ 10 cm), de grano más grueso (grano medio-fino) y tienen un índice de color más bajo en comparación con el segundo grupo (Payacán, 2021).

2. Un segundo grupo está formado por enclaves afilados de bordes rectos, de textura afanítica a porfídica fina que contienen plagioclasa, biotita y óxidos de Fe-Ti, y que presentan un color rojizo (Figura 3.6h). Varían en tamaño, desde ~ 10 cm hasta un par de metros. Además, presentan estructuras de dedos de material leucocrático, lo que sugiere una fusión parcial de los xenolitos (Payacán, 2021).

3.4.2 Antecedentes geoquímicos.

3.4.2.1 Elementos Mayores.

Los análisis de elementos principales del plutón de San Gabriel indican un rango de composición amplio y continuo, desde 52wt. % hasta 68wt. % de SiO₂ en base anhidra (dos diques leuco graníticos tienen ~ 75wt. % en de SiO₂; Figura 3.7). Las variaciones geoquímicas son consistentes con las definiciones petrográficas de los dominios magmáticos y las unidades del intrusivo en términos del contenido de sílice: El dominio medio es el más máfico con 52-55 wt. % de SiO₂, la unidad I del dominio principal tiene 57-64wt. % SiO₂, las unidades II y III tienen 56-60wt. % de SiO₂ y el dominio basal tiene 64-68wt. % de SiO₂ (Payacán, 2021).

El Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, CaO y P₂O₅ tienden a disminuir linealmente con el contenido de sílice. Por el contrario, el contenido de K₂O tiende a aumentar linealmente con la abundancia de sílice. El comportamiento del Na₂O difiere respecto a los demás elementos, variando según la unidad magmática: tiende a aumentar con el contenido de sílice para las rocas de dominio medio, y las unidades II, III del dominio principal y disminuye para las rocas de dominio basal y diques leuco-graníticos, presentando este punto de inflexión alrededor del 63wt. % de SiO₂ (Payacán, 2021; Figura 3.7).

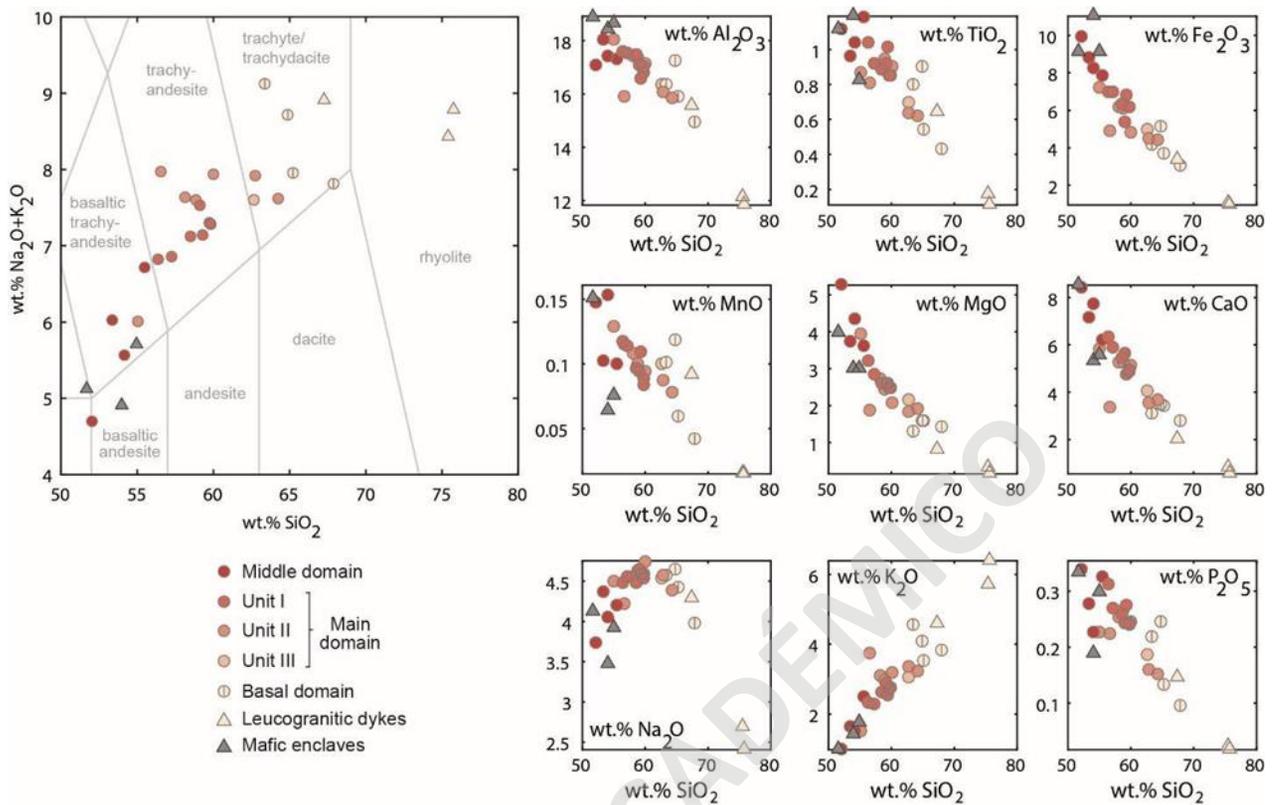


Figura 3.7. Diagrama TAS y Diagramas Harker del PSG. Diagramas de SiO_2 v/s elementos mayores presentes en el PSG, todos los elementos mayores muestran un relación decreciente o inversa respecto al aumento del Sílice, excepto por el potasio y el sodio que tienen una relación directa con el aumento de Sílice (Extraída de Payacán (2021)).

3.4.2.2 Elementos Trazas.

Los dominios magmáticos muestran patrones en el contenido de elementos traza de roca total (Figura 3.8). El contenido de Sr muestra un patrón decreciente a medida que aumenta el SiO_2 , mientras que el contenido de Rb aumenta con el contenido de SiO_2 . Curiosamente, se observa un punto de inflexión alrededor del 61wt. % de SiO_2 en la concentración de Rb, evidenciando una diferencia entre rocas de dominio medio, unidad I y unidad III con pendiente de alta tendencia y rocas de la unidad II y dominio basal, que exhiben pendiente de tendencia menor (Payacán, 2021; Figura 3.8).

Para la mayoría de las muestras, el contenido de Zr aumenta de 60 a 500 ppm. Al igual que el comportamiento de Rb, el contenido de Zr aumenta alcanzando un pico a ~ 61wt. % de SiO_2 y luego decae, coincidiendo con la unidad II, el dominio basal y los diques leuco-graníticos que contienen un mayor contenido de SiO_2 (Payacán, 2021; Figura 3.8).

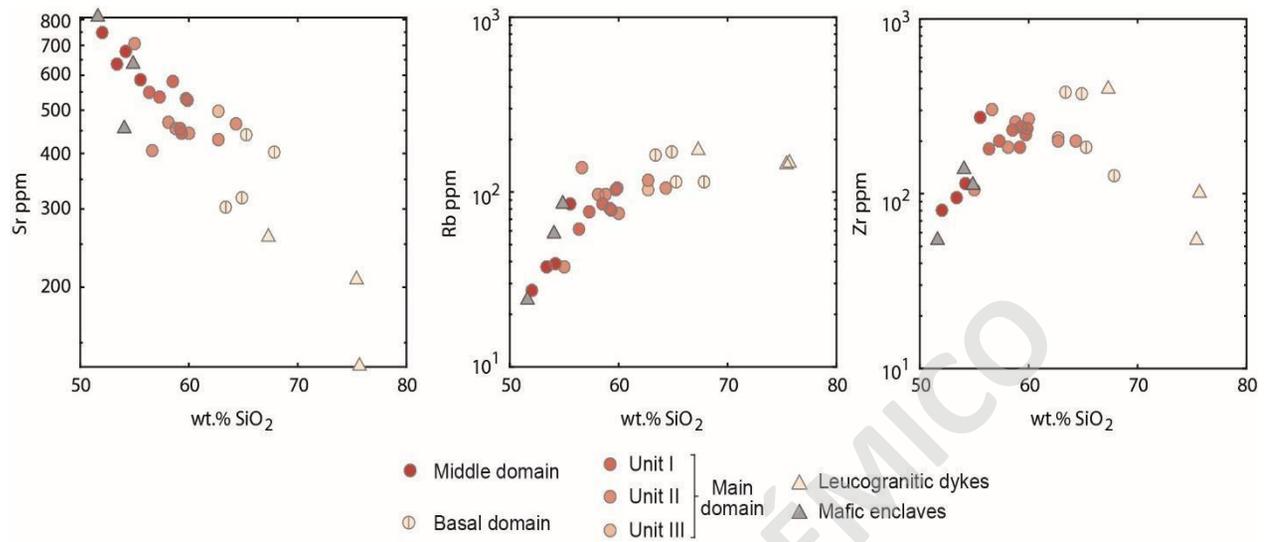


Figura 3.8. Gráficos de los elementos trazas. Ploteo de como varían las concentraciones de Sr, Rb y Zr en las diferentes unidades del PSG. (Extraída de Payacán,(2021)).

4. RESULTADOS DEL CRYSTAL SIZE DISTRIBUTION EN EL PLUTÓN SAN GABRIEL.

4.1 Muestras seleccionadas.

Se eligieron 3 muestras como mínimo por cada dominio magmático definido para realizar el análisis del CSD, llegando a un total de 21 muestras (Tabla 1). Las muestras seleccionadas para los análisis de CSD cubren diversas áreas del plutón, abarcando desde el centro, bordes y niveles superiores (Figura 4.1). Para cada corte transparente se seleccionó un área determinada donde se midieron los cristales de plagioclasa, que se considera el área total. El porcentaje de área medida se calcula con la sumatoria del área de cada cristal de plagioclasa medido dividido por el área total seleccionada para la medición (Tabla 1; Figura 4.2).

Tabla 1. Coordenadas de Muestras y Litología. Se muestran las coordenadas norte, este y altura de cada muestra junto con su litología, unidad y los parámetros obtenidos a través de JMicroVision tales como número de cristales, Largo máximo, Largo mínimo, Ancho mínimo, máximo y área total, los colores diferencian las unidades magmáticas.

Muestra	NORTE (UTM)	ESTE (UTM)	Altura (Mts)	Dominio	Litología	A Total (mm ²)	L min (mm)	L max (mm)	W min (mm)	W max (mm)	% Area medida
SG2202	6257224	386518	1480	Basal	Monzogranito	664,03	0,46	5,08	0,229	3,300	19,89
SG0501A	6261058	387164	1381	Basal	Dique Leu/ Monzogranito	859,71	0,26	10,32	0,125	3,509	27,6
SG0502	6261058	387164	1381	Basal	Monzogranito	1001,35	0,27	6,28	0,101	3,154	29,8
SG0901A1	6261582	386309	1406	Basal	Dique Leu/ Monzogranito	901,52	0,39	4,68	0,194	2,125	19,95
SG2601	6258674	388247	1475	Basal	Monzogranito	716,51	0,53	3,65	0,260	2,485	23,84
SG2307	6262352	385788	1885	Media	Qtz-diorite / Qtz-monzodiorite	973,74	0,47	7,26	0,209	3,389	32,94
SG2310	6262303	385756	1819	Media	Qtz-diorite / Qtz-monzodiorite	911,98	0,43	7,23	0,187	3,114	36,46
SG1903	6252698	388592	1705	Media	Qtz-diorite / Qtz-monzodiorite	758,53	0,53	7,15	0,309	2,590	24,59
SG0101	6255021	387622	1549	Un I	Qtz-monzodiorite	920,85	0,26	8,34	0,149	3,809	35,92
SG0104	6255021	387622	1551	Un I	Qtz-monzodiorite	825,10	0,32	5,38	0,141	2,172	24,6
SG0702	6259800	388280	1410	Un I	Qtz-monzodiorite	914,92	0,42	6,76	0,225	4,186	28,19
SG1501	6253607	388953	1497	Un I	Qtz-monzodiorite	997,02	0,43	5,96	0,252	3,526	26,05
SG2401	6257529	389740	1512	Un I	Qtz-monzodiorite	920,87	0,50	6,95	0,214	3,956	25,47
SG1203	6263308	384903	1873	Un II	Qtz-monzonite	785,24	0,59	3,90	0,290	2,107	22,14
SG1801	6258305	386875	1430	Un II	Qtz-monzonite	794,25	0,44	7,92	0,209	2,754	25,6
SG2402	6257529	389740	1512	Un II	Qtz-monzonite	403,19	0,38	4,92	0,205	3,197	30,39
SG2504	6261905	386579	1627	Un II	Qtz-monzonite	791,32	0,48	3,74	0,307	2,198	23,88
SG2304	6262253	385864	1825	Un III	Qtz-monzonite	854,67	0,27	5,01	0,164	2,314	14,50
SG1001	6261804	384765	1299	Un III	Qtz-monzonite	930,43	0,41	3,31	0,186	1,436	15,36
SG1201	6263070	384990	1860	Un III	Qtz-monzonite	915,97	0,37	3,40	0,259	1,512	26,93
SG1901	6252791	388762	1662	Un III	Qtz-monzonite	396,03	0,43	2,20	0,208	0,955	21,67

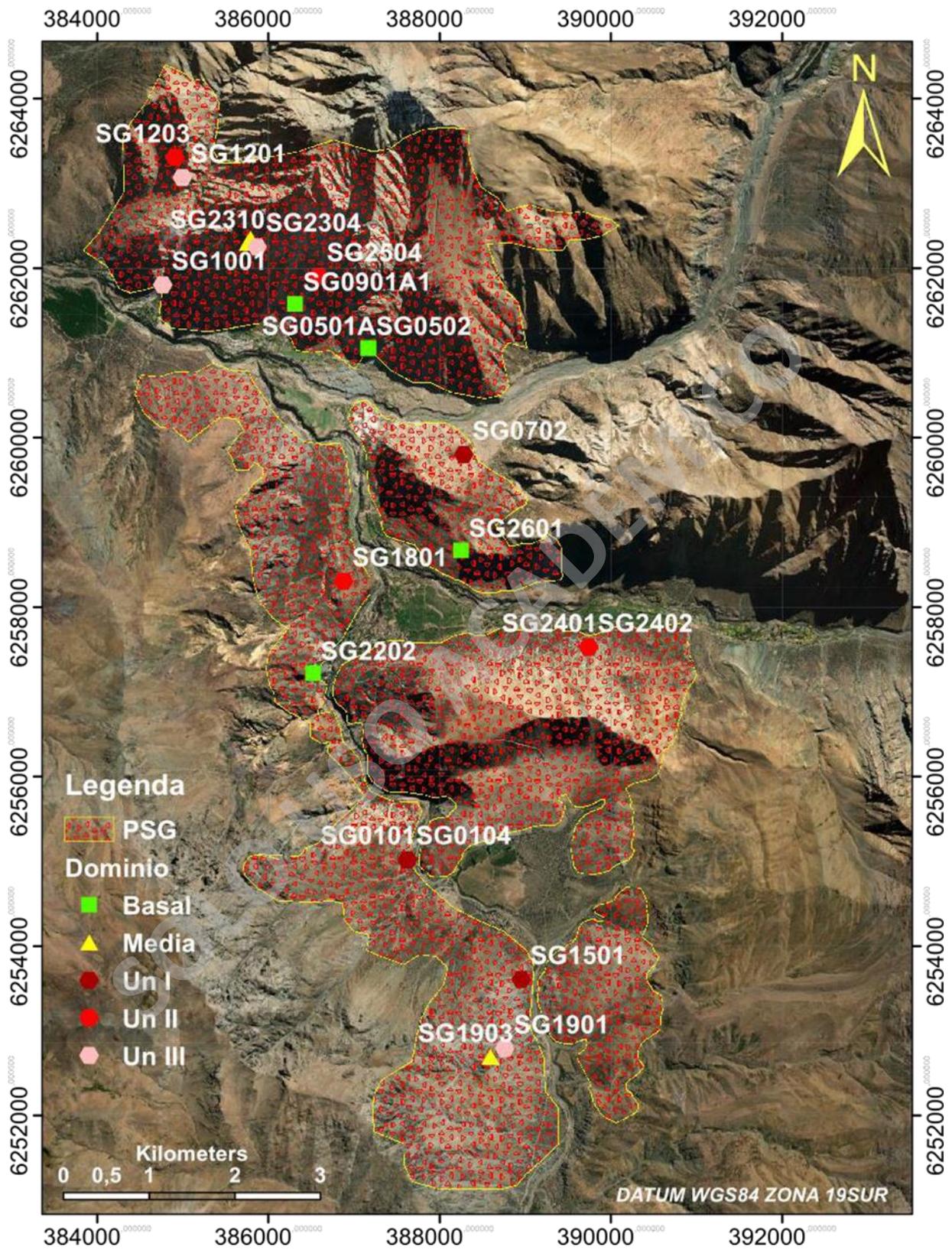


Figura 4.1. Mapa del plutón San Gabriel. Ubicación de las muestras tomadas en el plutón para realizar el análisis del CSD (elaboración propia).

4.2 Morfologías 2D de los cristales.

Mediante el análisis de los cristales de plagioclasa en los cortes transparentes del plutón San Gabriel, realizado a través del software JMicroVision, se obtuvieron los parámetros bidimensionales como Largo, Ancho, Orientación, Área, Baricentro X e Y (Tabla 2; Figura 4.2). Posteriormente, estos se ajustan estereológicamente a través del CSDslice5 (Morgan y Jerram, 2006), para finalmente realizar las gráficas de cada muestra con el programa CSD Corrections (Higgins, 2006). El número total más alto de cristales que se midieron es de 381 unidades correspondiente a la muestra SG0101 representativa de la unidad I del dominio principal y el número más bajo de cristales es de 42 unidades perteneciente a la muestra SG2202 del dominio basal. El porcentaje de área medido más grande es de 36 % correspondiente a la muestra SG2310 del dominio medio y el porcentaje más bajo medido es de 14,5 % correspondiente a la muestra SG2304 de la unidad III del dominio principal, este porcentaje de área medido puede ser asumido como el porcentaje de cristales euhedrales presentes en cada corte.

Los resultados muestran que el máximo largo de los cristales de plagioclasas es de 10,32 mm, correspondiente a la muestra SG0501A representando un dique del dominio basal, mientras el largo mínimo es de 0,26 mm, medido en la misma muestra. El ancho máximo es de 4,186 mm correspondiente a la muestra SG0702 de la unidad I del dominio principal y el ancho mínimo es de 0,101 mm correspondiente a la muestra SG0502 del dominio basal. El área más grande analizada es de 1001,35 mm² correspondiente a la muestra SG0502 del dominio basal y el área mínima es de 396 mm² correspondiente a la muestra SG1901 de la unidad III del dominio principal.

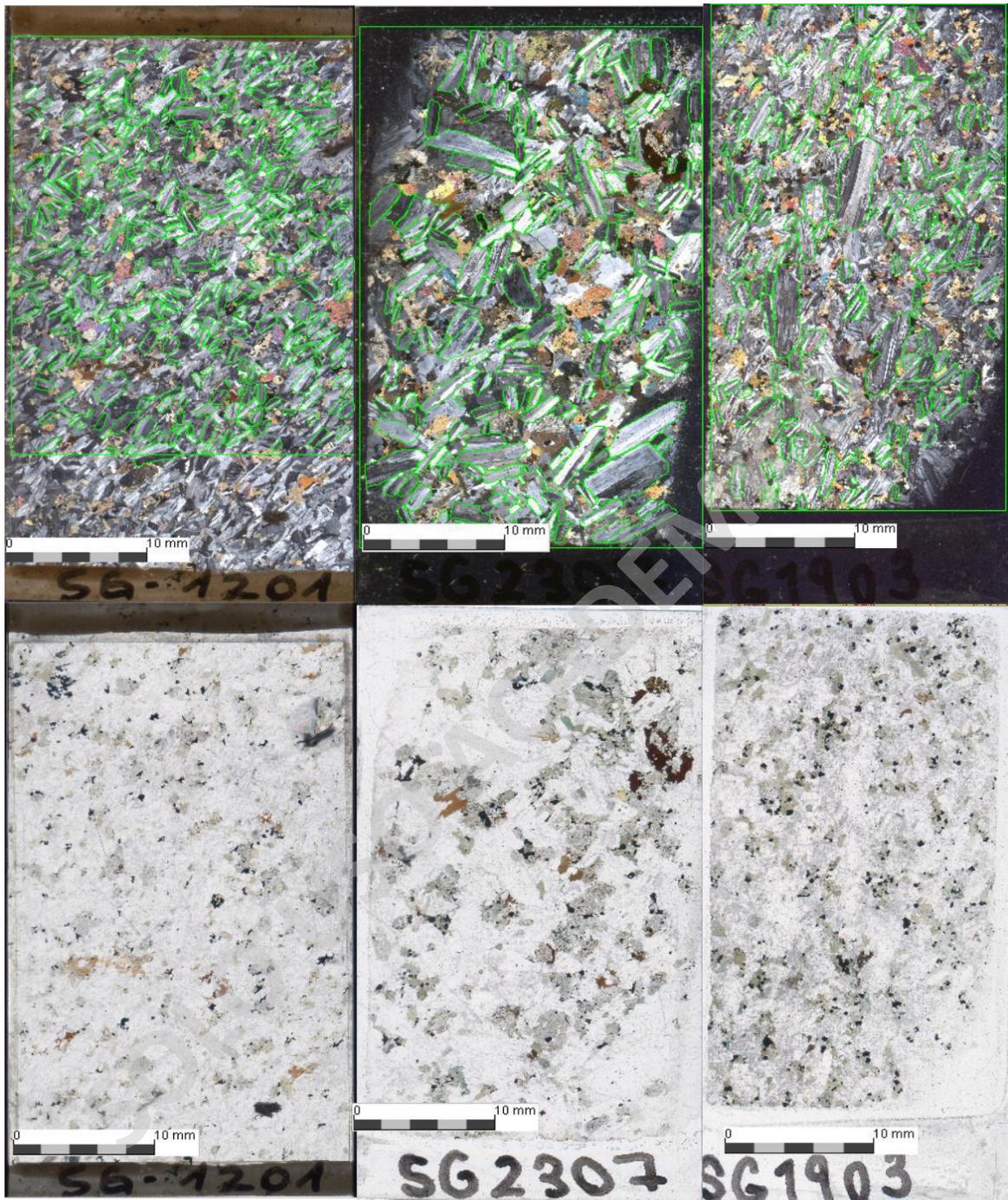


Figura 4.2. Reconocimiento de fases cristalinas en cortes transparentes. Se muestran los cortes transparentes en Nicoles Cruzados (mitad superior) y Nicoles Paralelo (mitad inferior), y cómo se limitó de forma manual cada cristal de plagioclasa de los cortes transparentes para obtener los parámetros necesarios para realizar el CSD a través del programa JMicroVision. (elaboración propia.).

Tabla 2. Datos de JMicroVision. Tabla que muestra los datos obtenidos de los cristales de plagioclasa a través de JMicroVision, todos los valores son en milímetros (mm), a excepción de la columna Color. (Muestra SG0702).

Box X min	Box Y min	Box X width	Box Y height	Area	Perimeter	Barycenter x	Barycenter y	Orientation	Length	width	Eccentricity	Color (RGB)
0.127	-0.053	23.707	38.566	914.923	124.545	11.980	19.230	90.000	38.566	23.707	2.646	0.177
2.614	2.984	6.636	3.990	18.829	21.207	6.031	4.898	5.273	6.760	4.186	3.817	0.177
8.054	9.705	5.091	3.334	9.148	15.364	10.376	11.571	159.786	5.623	2.408	7.846	0.177
15.430	28.818	4.667	1.767	5.348	11.306	17.696	29.717	5.380	4.631	1.561	10.337	0.177
5.831	19.674	2.836	3.905	4.738	11.205	7.300	21.633	60.669	4.360	1.462	10.913	0.177
12.922	20.447	4.212	1.651	4.106	9.981	14.839	21.120	10.611	4.351	1.423	13.100	0.177
16.595	19.579	3.725	2.318	3.437	10.036	18.531	20.709	153.962	4.034	1.191	15.501	0.177
2.984	34.237	2.773	3.270	4.451	9.976	4.251	35.935	118.300	3.690	1.651	6.086	0.177
6.308	6.900	3.514	3.048	7.046	11.059	8.067	8.392	35.984	3.610	2.696	1.751	0.177
20.193	10.890	3.461	2.000	3.580	9.272	21.854	11.859	16.140	3.598	1.434	9.833	0.177
17.113	22.585	3.059	2.625	3.702	11.957	18.674	23.883	41.527	3.497	1.859	5.175	0.177
0.519	9.070	3.048	2.286	4.003	8.806	2.171	10.152	154.509	3.465	1.499	5.673	0.177
11.737	22.013	3.556	2.127	4.724	9.994	13.527	23.033	172.714	3.435	1.944	4.030	0.177
12.975	14.277	2.593	2.773	3.094	10.101	14.210	15.666	46.656	3.418	1.630	7.162	0.177
6.424	12.044	2.984	2.222	4.182	8.963	8.034	13.095	149.628	3.395	1.822	3.830	0.177
8.827	5.270	3.270	1.587	3.032	8.689	10.465	6.115	168.046	3.307	1.300	7.264	0.177
6.096	32.470	3.101	2.191	2.676	9.119	7.686	33.566	149.978	3.254	1.451	8.326	0.177
16.457	25.612	2.932	1.545	2.576	8.777	17.875	26.324	18.365	3.099	1.286	6.118	0.177

4.3 Crystal Size Distribution: resultados.

4.3.1 Forma de los cristales y ajuste del modelo CSD.

Para obtener los resultados deseados en CSDCorrections1.6 tales como las distribuciones, pendientes e intercepto, se deben tener los parámetros morfológicos de los cristales analizados en JMicroVision (Tabla 1; Tabla2). Utilizando la redondez de los cristales donde 0 representa un bloque y 1 representa un elipsoide, y la razón de aspecto de los cristales estudiados en el corte a través de los parámetros Short (S; Alto), Inter (I; Ancho) y Long (L; Largo) que representan al cristal en 3D como un paralelepípedo, los cuales son obtenidos desde el CSDslice5, ajustándolos según Higgins (2002) y Morgan y Jerram (2006), tal como muestra la Figura 4.3. A partir de dicho ajuste, es posible obtener la geometría 3D que mejor representa la geometría real de los cristales, mediante los parámetros S, I, L y las razones S/I e I/L (Zingg, 1935).

Los gráficos de frecuencia de distribución v/s intercepto de la relación width/length se ocupan para ajustar los parámetros S, I, L y establecer las características 3D de los cristales, a través de la relación Inter/Short e Inter/Long de cada muestra. Estos parámetros se ajustan de forma automática través de la hoja de cálculo CSDslice5, donde se compara la distribución de los datos medidos con una base de datos de más de 3000 cortes diferentes de cristales cuboides, para encontrar las 5 mejores razones de aspecto que se ajusten al modelo 3D teórico de cada muestra,

donde debe tener un mínimo de 80 % de certeza para que sea una representación confiable de la distribución en 3D ($R > 80\%$; Morgan y Jerram, 2006).

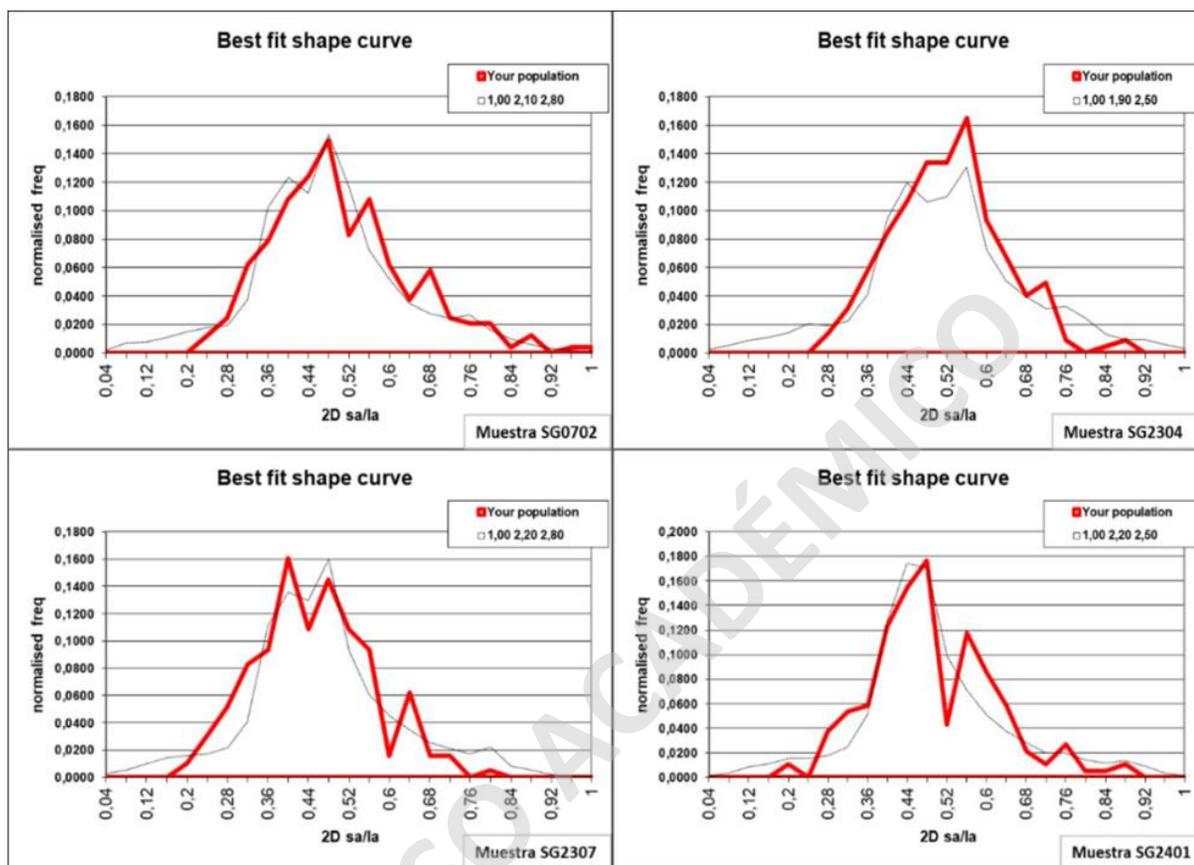


Figura 4.3. Gráfico de frecuencia v/s intercepto de ancho/Largo. Distribución de la frecuencia de los anchos y largo de los cristales en 2D para buscar la razón de aspecto (S, I, L) que mejor los represente en 3D, el mejor aspecto de cada CSD se muestra en la parte superior derecha de la imagen, la línea roja muestra la distribución 2D de los datos y la línea negra muestra la distribución del mejor aspecto para cada muestra, (Morgan and Jerram, 2006; Imagen de elaboración propia).

Tabla 3. Razón de aspecto. Resumen de los datos obtenidos del programa CSDslice5, donde se muestran los 5 mejores valores para su razón de aspecto (S, I, L), con su respectiva certeza, que son los que nos indican la forma 3D de los cristales para cada muestra.

Muestra SG2304					Muestras SG2401				
Shape	S	I	L	score (R2)	Shape	S	I	L	score (R2)
best	1,00	1,90	2,50	0,9297	best	1,00	2,20	2,50	0,8571
2nd best	1,00	1,80	2,50	0,9279	2nd best	1,00	2,20	2,60	0,8399
3rd	1,00	1,80	2,60	0,9236	3rd	1,00	2,20	2,40	0,8343
4th	1,00	1,90	2,70	0,9135	4th	1,00	2,10	2,50	0,8284
5th	1,00	1,90	2,60	0,9117	5th	1,00	2,30	2,30	0,8230
Muestra SG2307					Muestra SG0702				
Shape	S	I	L	score (R2)	Shape	S	I	L	score (R2)
best	1,00	2,20	2,80	0,8642	best	1,00	2,10	2,80	0,8899
2nd best	1,00	2,10	2,80	0,8612	2nd best	1,00	2,10	2,70	0,8733
3rd	1,00	2,10	2,70	0,8604	3rd	1,00	2,20	2,80	0,8731
4th	1,00	2,20	2,70	0,8601	4th	1,00	2,10	2,60	0,8678
5th	1,00	2,10	3,20	0,8596	5th	1,00	2,10	2,50	0,8662

Para todas las muestras el valor de S es 1, el valor de I varía entre 1,7 y 2,5, mientras que el valor de L varía entre 2,2 y 3,2, los cuales son presentados como X, Y, y Z en los gráficos (ej.: 1;1,7;1,1; Figura 4.3; Tabla 3). Para todas las muestras el ajuste es superior al 80%, este valor nos indicaría cual es el porcentaje de cristales en 2D que se intercepta con su forma en 3D y cual geometría representarían. Los valores más altos se concentran en la unidad III del dominio principal, donde todas sus muestras tienen un ajuste superior al 92 %, los cuales estarían representando una forma tabular en 3D de las plagioclasas. Los ajustes más bajos los obtuvo el dominio basal y la unidad I del dominio principal, donde sus valores rondan entre los 84 % y 92 % de ajuste, representando una geometría tabular (a excepción de una muestra en la unidad I que presentaría cristales de forma rectangular). Con respecto a los otros dos dominios, el dominio medio es homogéneo ya que su valor de ajuste varía entre 86% y 84% y todas sus muestras representarían una forma tabular según las razones de aspectos obtenidas. Por último, en la unidad II las razones de aspecto representarían en 3D una formar tabular igualmente, aunque una muestra presenta forma rectangular.

Los resultados finales muestran que la mayoría de las muestras analizadas representan cristales de plagioclasas de forma tabular en 3D, con excepción de 2 muestras correspondientes a la unidad I y unidad II del dominio principal que representarían una forma de rectangular (Figura 4.4). Sin embargo, al tomar en cuenta el error asociado a cada muestra, se puede concluir que todas las muestras analizadas se representan de mejor manera en una forma tabular en 3D.

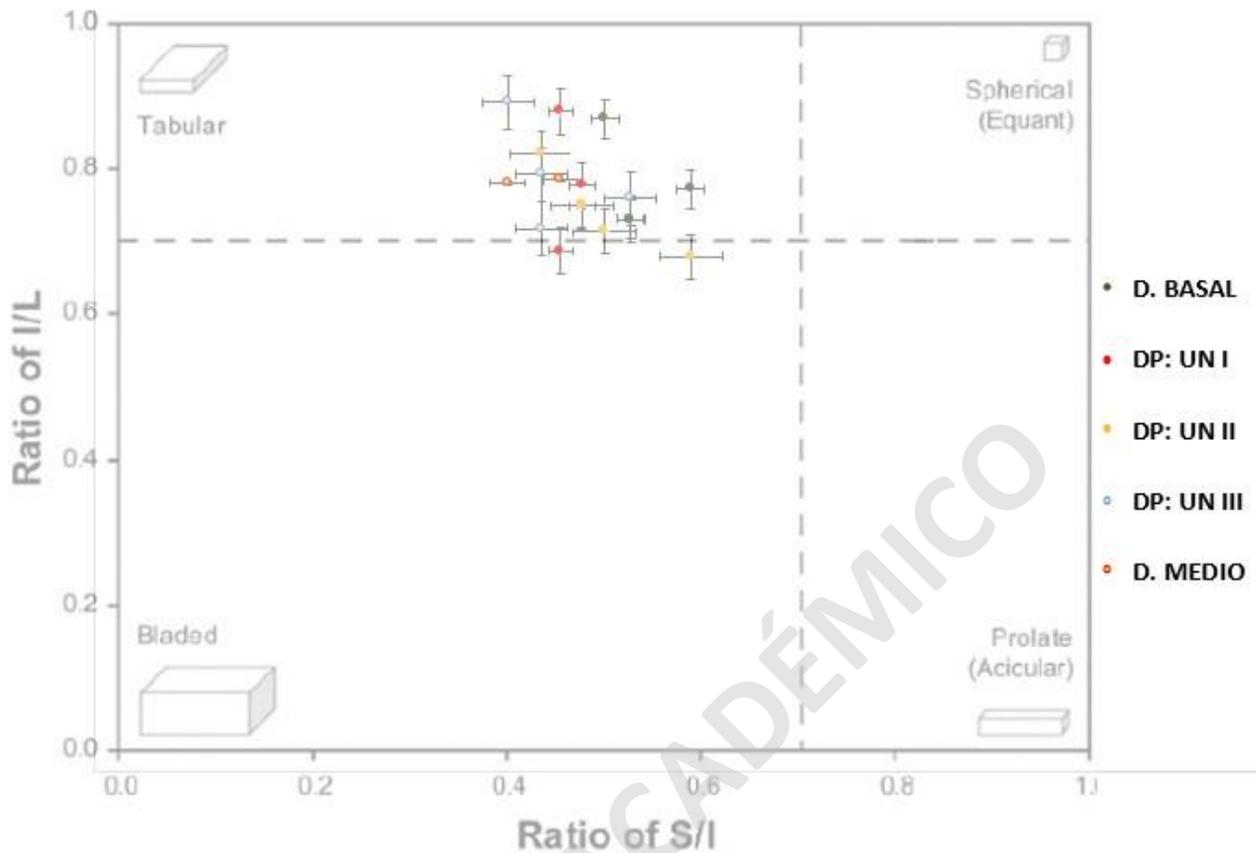


Figura 4.4. Relación de aspecto de plagioclasas en rocas ígneas. Gráfico que representa la relación de aspecto promedio de plagioclasas de todas las muestras utilizadas para realizar el CSD, dando como resultado que la mayoría de ellas representarían una geometría tabular, S; I; L representan el eje corto, intermedio y largo respectivamente (Extraído y modificado de Vinet and Higgins 2010 y Zingg 1935).

Se debe resaltar que estos valores de los parámetros I y L obtenidos tienen un error asociado (Figura 4.3; Figura 4.4) el parámetro I, es el que tiene la mayor certeza, y se obtiene calculando la moda o “peaks” de la relación ancho/largo de cada muestra. Por el mismo camino, el parámetro L se puede obtener a través del ajuste de las colas que genera el gráfico de frecuencia relativa de la densidad, pero es muy poco visible, por lo cual se buscó la relación más apropiada a través de CSDslice5. Todas estas relaciones con las cuales se obtienen los parámetros de la forma de los cristales son mucho más confiables cuando los cortes son orientados y se conoce alguna fábrica, lineación u orientación de los cristales (Higgins 2002, 2006; Higgins 1994).

Para ingresar finalmente los datos al CSDCorrections es necesario especificar si los largos y anchos medidos corresponden a un rectángulo u caja, o al eje mayor y menor de una elipse, en nuestro caso usamos que las medidas corresponden a los ejes mayores y menores de una caja. A

todas las muestras se les asigno como parámetro fijo que su fábrica es masiva, no hay presencia de vesículas, que todos los cristales presentan una redondez de 0,2 y con un total de 10 bins para cada muestra (Figura 4.5).

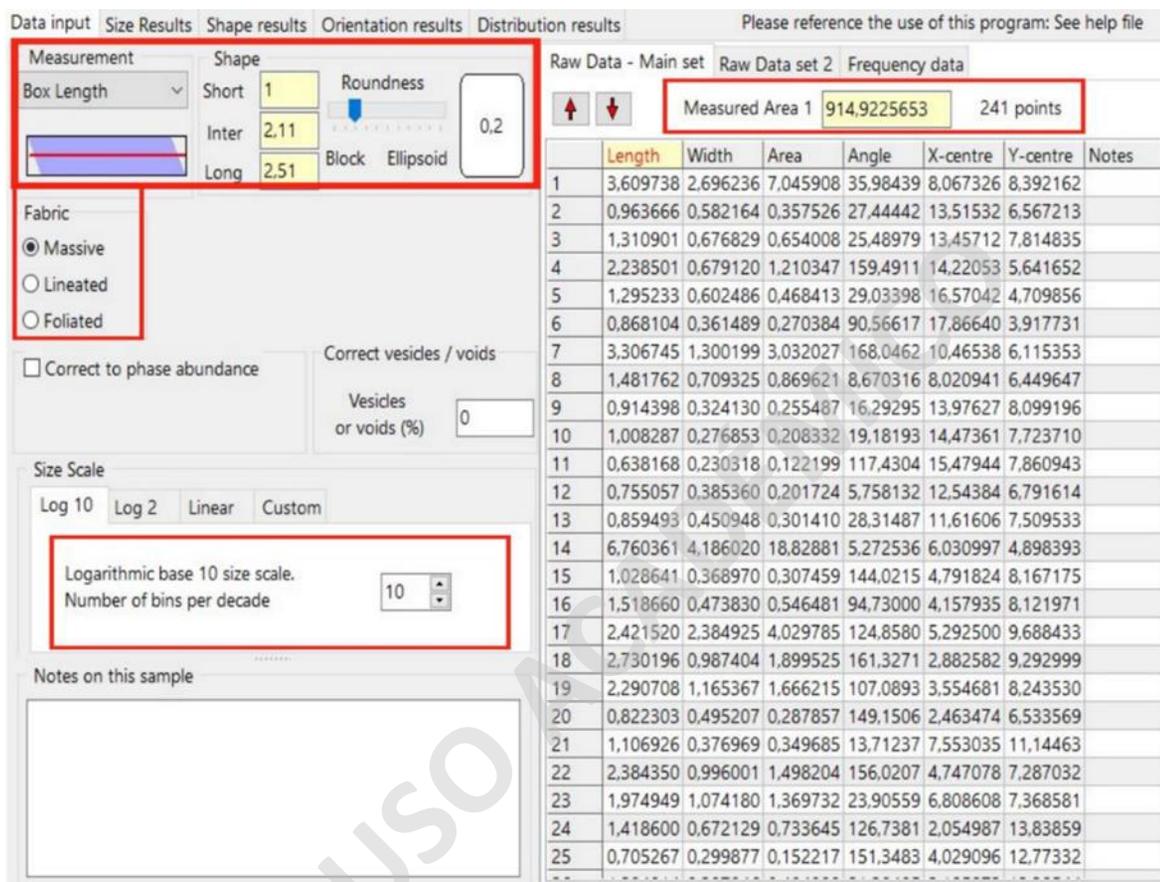


Figura 4.5. Programa CSD Corrections. Imagen del programa CSDCorrections donde se ingresan los parámetros de la forma del cristal, fábrica, redondez, los datos obtenidos a través del programa JMicroVision y los aspectos de radios obtenidos de CSDslice5. Se escogió el valor 0.2 de redondez y una fábrica masiva como parámetro fijo debido a la forma general que presentan los cristales de plagioclasas en los cortes, el número de bins se estandarizo en 10 para poder ver bien la variación del tamaño de cristales. (Elaboración propia; datos de la muestra SG0702).

4.3.2 Curvas del CSD.

Los resultados obtenidos en CSDCorrections brindan las características de la distribución de tamaños como son la densidad de población y las distribuciones de tamaño de cada muestra (Figura 4.6). Cada muestra presenta una distribución distinta, algunas de ellas rectas y al menos tres que presentan algún tipo de concavidad, con pendientes agudas, cuando presentan un alto ángulo ($>40^\circ$) con respecto al eje horizontal, y suaves, cuando tiene un ángulo menor ($<40^\circ$)

respecto a la horizontal, en cuanto a los intercepto son los que presentan más variaciones con valores positivos y negativos.

Aunque el número de bins fue fijado en 10 para todas las muestras por igual, el programa ajusta forma automática la cantidad de bins necesarios para representar la recta de distribución, llegando hasta un máximo de 13 bins para ciertas unidades. Las muestras tienen alcances totalmente diferentes (tamaño máximo de bin), dando rectas largas generalmente de menor pendiente para las muestras que poseen cristales de mayor tamaño y rectas cortas de mayor pendiente para las muestras que poseen cristales de tamaños pequeños. Para esto puso como condición que cada bin debe tener más de 2 datos para ser considerado en la distribución y el tamaño mínimo de cristal a ser considerado es de 0.03 mm (lo que hizo disminuir el número de bins iniciales en algunas muestras, ver Tabla 4). Que todos sigan una distribución logarítmica, enfocándose solamente en el diagrama clásico de CSD (Logaritmo natural de densidad de población v/s tamaño) con el objetivo de disminuir los errores en los máximos y mínimos tamaños de cristales.

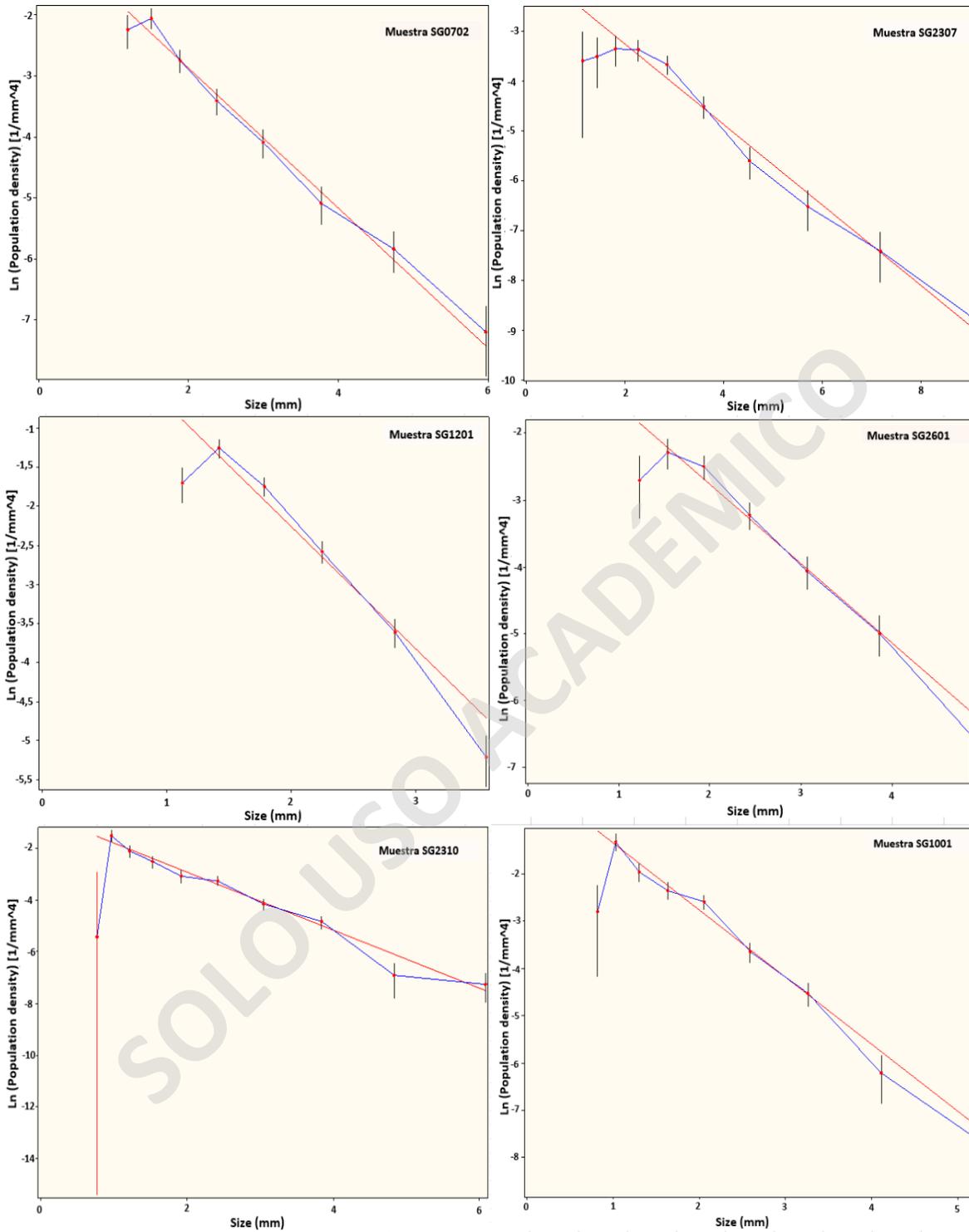


Figura 4.6. Distribución del CSD. Distribución de los tamaños cristales de plagioclasas de 6 muestras del estudio representativa de cada dominio, su pendiente y distribución se representan como línea azul y la regresión lineal de la recta como una línea roja. (Elaboración propia).

Los resultados muestran que las unidades presentan curvas de CSD bien definidas, siendo consistentes entre las muestras que componen a cada unidad (Figura 4.7). Todas las pendientes de las distribuciones son de valor negativo, con ajuste de la regresión (Q) que alcanza un máximo de 0,896. Los interceptos de las distribuciones son positivos y negativos, variando entre 2,55 y -1,64, aunque con mayor abundancia de estos últimos, la razón de aspecto más alta tiene una certeza (R) de 95 %, y los números de bins alcanzados son de 13 el máximo y 6 el mínimo (Tabla 4).

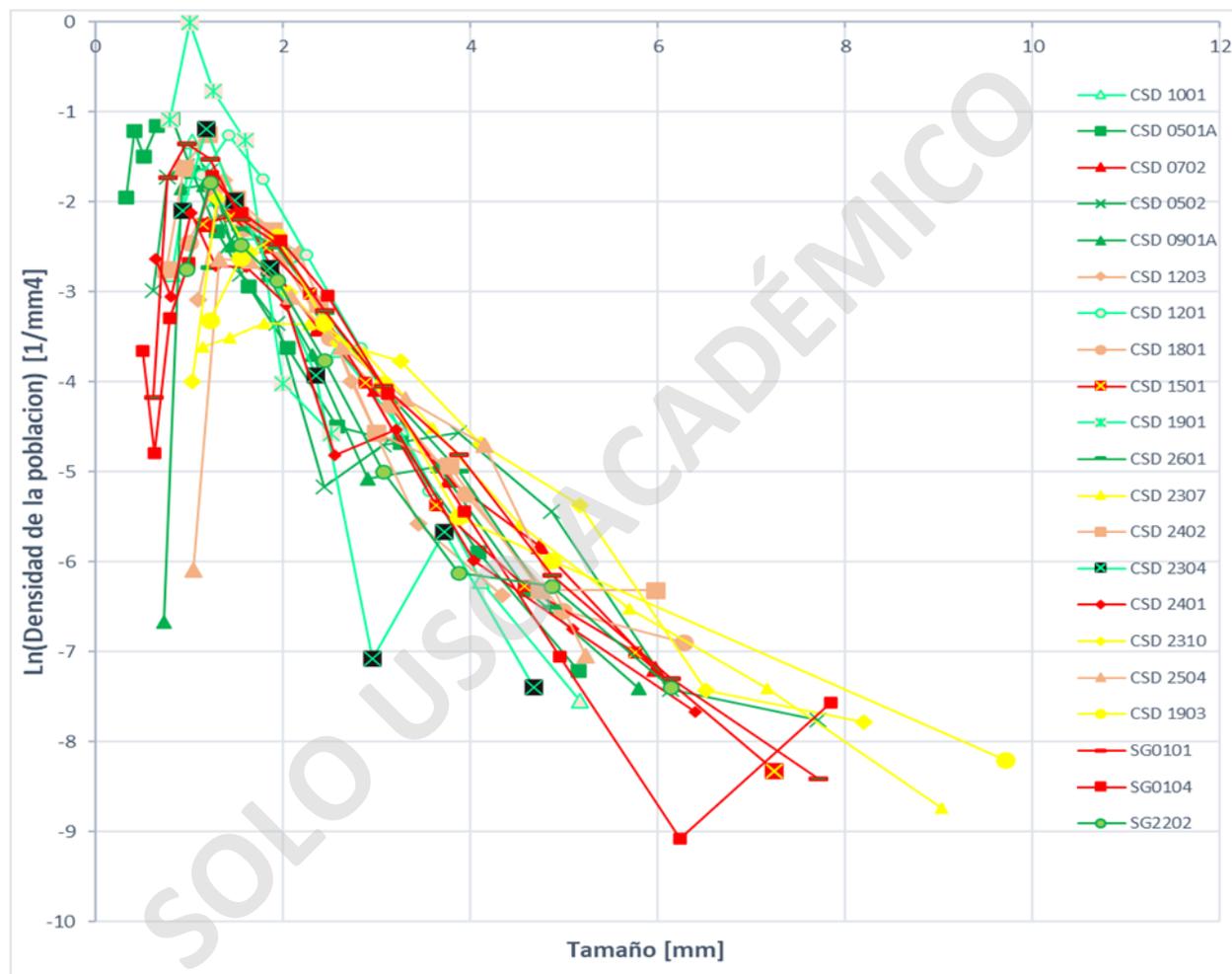


Figura 4.7. Gráfico general de CSD. esquematización del CSD de todas las muestras del estudio, donde se puede observar que las tendencias son totalmente distintas entre sí, tanto como pendiente, bins e intercepto. Cada color define un dominio magmático. Verde: dominio basal; Amarillo: dominio intermedio; Rojo – Rosa: Dominio Principal. (Elaboración propia; datos obtenidos a través de JMicroVision).

Tabla 4. Resultados CSD. Tabulación de los datos obtenidos del programa CSD Corrections, los colores dividen las unidades magnéticas. Se pueden apreciar los valores del intercepto, pendiente, y el volumen que ocupa la regresión, junto con los aspectos de radio de cada muestra S, I, L y los bins que cada muestra tiene en 3D. Los colores diferencian los dominios magnéticos.

Muestra	Bin INPU	S	I	L	R	Cx's	% Area medida	Bin OUT	Cx en CSD	Orientación (grados)	eje elipse	Razón aspecto	intercep (mm ⁻⁴)	slope (mm ⁻¹)	Reg vol %	(Q)	Bin max (mm)	Bin min (mm)
SG2202	10	1	1,9	2,6	0,9	42	19,89	9	42	-84	0,85	0,16	-0,5	-1,26	36,83	0,167	6,13	0,971
SG0501A	10	1	2	2,3	0,9	268	27,6	13	265	63	0,93	0,07	-0,3	-1,44	35,85	0,591	5,15	0,325
SG0502	10	1	1,9	2,6	0,9	282	29,8	12	280	61	0,83	0,18	-0,89	-0,983	67,26	0,0002	7,71	0,613
SG0901A	10	1	1,7	2,2	0,9	214	19,95	10	197	64	0,76	0,26	-0,59	-1,25	43,54	0,493	5,79	0,729
SG2601	10	1	1,9	2,6	0,9	180	23,84	7	168	-21	0,87	0,14	-0,39	-1,19	52,41	0,424	4,87	1,222
SG2307	10	1	2,2	2,8	0,9	193	32,94	9	183	59	0,63	0,43	-1,64	-0,807	69,49	0,482	9,03	1,137
SG2310	10	1	2,5	3,2	0,9	277	36,46	10	263	34	0,84	0,17	-1,11	-0,851	72,92	0,671	8,2	1,032
SG1903	10	1	2,2	2,8	0,9	88	24,59	7	81	69	0,49	0,61	-1,13	-0,871	85,79	0,0013	9,71	1,222
SG0101	10	1	1,9	2,6	0,8	381	35,92	12	373	-89	0,97	0,03	-0,27	-1,17	61,32	0,896	7,71	0,613
SG0104	10	1	2,2	3,2	1	270	24,6	12	269	29	0,9	0,1	-0,51	-1,05	59,65	0,0358	7,84	0,495
SG0702	10	1	2,1	2,8	0,9	241	28,19	8	209	-12	0,8	0,22	-0,56	-1,15	47,51	0,844	5,97	1,191
SG1501	10	1	2,1	2,7	0,9	224	26,05	8	212	40	0,82	0,19	-0,47	-1,19	48,81	0,283	7,25	1,148
SG2401	10	1	2,2	2,5	0,9	187	25,47	11	186	-79	0,68	0,37	-1,13	-1,09	43,94	0,375	6,4	0,64
SG1203	10	1	2,3	2,8	0,9	190	22,14	7	170	81	0,91	0,09	0,55	-1,59	43,63	0,0476	4,33	1,087
SG1801	10	1	2	2,8	0,9	226	25,6	9	214	82	0,79	0,23	-0,57	-1,12	50,03	0,418	6,27	0,993
SG2402	10	1	2,1	2,8	0,9	156	30,39	10	153	35	0,9	0,1	-0,14	-1,19	63,23	0,281	5,97	0,751
SG2504	10	1	1,7	2,5	0,9	175	23,88	7	161	-28	0,86	0,15	-1,26	-0,882	69,4	0,595	5,23	1,043
SG2304	10	1	1,9	2,5	0,9	148	14,50	6	132	58	0,9	0,1	0,65	-1,78	31,27	0,0198	4,68	0,934
SG1001	10	1	2,3	3,2	0,9	267	15,36	8	255	-19	0,76	0,26	0,08	-1,42	31,17	0,349	5,17	0,82
SG1201	10	1	2,3	2,9	0,9	373	26,93	6	344	47	0,56	0,53	0,91	-1,58	59,01	0,0014	3,56	1,126
SG1901	10	1	2,5	2,8	0,9	203	21,67	6	188	-37	0,73	0,3	2,55	-2,6	48,38	0,0006	2,51	0,795
SG0601	10	1	2,2	2,9	0,9	183	26,91	9	164	7	0,8	0,22	-1,12	-0,976	50,94	0,111	7,43	1,177

En el dominio principal, se observa que la unidad I es la que tiene los rangos más alto en tamaños de cristales alcanzando un bin de 7,84 mm como máximo y un bin mínimo de 0,495 mm ambos correspondientes a la muestra SG0104. En cuanto a la pendiente, presentan una variación de rango de valores entre -1,17 y -1,05 mm⁻¹ correspondiente a las muestras SG0101 y SG0104, siendo el valor máximo y mínimo respectivamente. Los interceptos presentan todos sus valores negativos en un rango de valores de -1,13 y -0,27 mm⁻⁴, correspondiendo a la muestra SG2401 y SG0101 siendo el valor máximo y mínimo respectivamente, el mayor ajuste de la regresión (Q) es de 0,895 y el menor es de 0,03 correspondientes a las muestras SG0101 y SG0104, el ajuste de la razón de aspecto (R) alcanza un máximo de 95 % y un mínimo de 84 % correspondientes a las muestras SG0104 y SG0101 respectivamente, y por último el número de bins de esta unidad varía entre un valor máximo de 12 correspondientes las muestras SG0101 y SG0104 y un valor mínimo de 8 correspondientes a las muestras SG0702 y SG1501 (Figura 4.8b).

La unidad II es la que tiene los cristales de tamaño intermedio en el dominio principal, con un rango de bin que va desde los 6,27 mm como valor máximo y 0,751 mm como valor mínimo

que corresponden a las muestras SG1801 y SG2402 respectivamente, en los interceptos se aprecia que dominan los valores negativos y solo hay un valor positivo, su rango es de 0,55 y -1,26 mm^{-4} siendo el valor máximo y mínimo de las muestras SG1203 y SG2504 respectivamente, en cuanto a la pendiente esta presenta variaciones notorias de distribución en los tamaños de cristales medianos, con los valores de pendientes que van en un rango entre -1,59 y -0,882 mm^{-1} siendo el valor máximo y mínimo correspondientes a la muestra SG1203 y SG2504 respectivamente. En cuanto al número de bin varía entre 7 y 10, siendo la muestra SG2402 la que posee la mayor cantidad y la menor cantidad para las muestras SG1203 y SG2504. Los ajustes de la regresión cuadrática (Q) alcanzan un máximo de 0,5 correspondiente a la muestra SG2504 y un mínimo de 0,04 correspondiente a la muestra SG1203, y, por último, el ajuste de la razón de aspecto (R) tiene un promedio del 90 % para todas las muestras por igual. (Figura 4.8c).

La unidad III es la que presenta los tamaños más pequeños de cristales con un rango de bins que va desde 5,17 mm siendo el máximo hasta los 0,795 mm siendo el mínimo perteneciente a la muestra SG1001 y SG1901 respectivamente, esta unidad presenta una mayor variación en la pendiente con un rango de valores entre -2,6 y -1,42 mm^{-1} pertenecientes a la muestra SG1901 y SG1001 respectivamente. Los interceptos presentan todos sus valores positivos en un rango de valores de 2,55 y 0,08 mm^{-4} pertenecientes a la muestra SG1901 y SG1001 siendo el valor máximo y mínimo respectivamente. Los números de bins obtenidos de la mayoría de las muestras es de 6, con un máximo único de 8 bin de la muestra SG1001. El ajuste de la regresión (Q) tiene un máximo de 0,34 y un mínimo de 0,00063 pertenecientes a la muestra SG1001 y SG1901 respectivamente, el ajuste de la razón de aspecto (R) presentan un promedio de 92% para todas las muestras. (Figura 4.8d).

En el dominio basal se observa una mayor variación en cuanto a sus tamaños de cristales presentando bins que tienen un máximo 7,71 mm perteneciente a la muestra SG0502 y bin mínimo que llega a los 0,325 mm correspondiente a la muestra SG0501A. Los interceptos presentan una variación con un valor máximo de -0,89 mm^{-4} y un valor mínimo de -0,3 mm^{-4} pertenecientes a las muestras SG0502 y SG0501A respectivamente. Las pendientes en este dominio también presentan variaciones dentro de rango, con un valor máximo de -1,44 mm^{-1} correspondiente a la muestra SG0501A y con un valor mínimo de -0,983 perteneciente a la muestra SG0502. Los ajustes de la regresión cuadrática (Q) para este dominio presenta un valor máximo de 0,591 perteneciente

a la muestra SG0501A y un valor mínimo de 0,00021 perteneciente a la muestra SG0502, para el ajuste de la razón de aspecto se obtuvo un valor máximo de 92% correspondiente a la muestra SG2601 y un valor mínimo de 86% correspondiente a la muestra SG2202. (Figura 4.8e).

En el dominio medio se pueden encontrar los cristales de mayor tamaño de todo el plutón, con un rango de bin tiene un máximo de 9,71 mm y un mínimo de 1,032 mm correspondientes a las muestras SG1903 y SG2310 respectivamente, los valores de pendiente que presenta se encuentran en un rango acotado teniendo un máximo de $-0,871 \text{ mm}^{-1}$ y un mínimo de $-0,807 \text{ mm}^{-1}$ correspondiente a la muestra SG1903 y SG2307 respectivamente, los interceptos también son de valores negativos presentando pocas variaciones y se encuentran en un rango de $-1,64$ y $-1,11 \text{ mm}^{-4}$ correspondiendo a la muestra SG2307 y SG2310 respectivamente. En cuanto al ajuste de la regresión cuadrática (Q) presenta un valor máximo de 0,67 correspondiente a la muestra SG2310 y un mínimo de 0,0013 correspondiente a la muestra SG1903, el ajuste de la razón de aspecto (R) tiene un valor máximo de 91% correspondiente a la muestra SG1903 y un mínimo de 86 % correspondiente a la muestra SG2307 (Figura 4.8f).

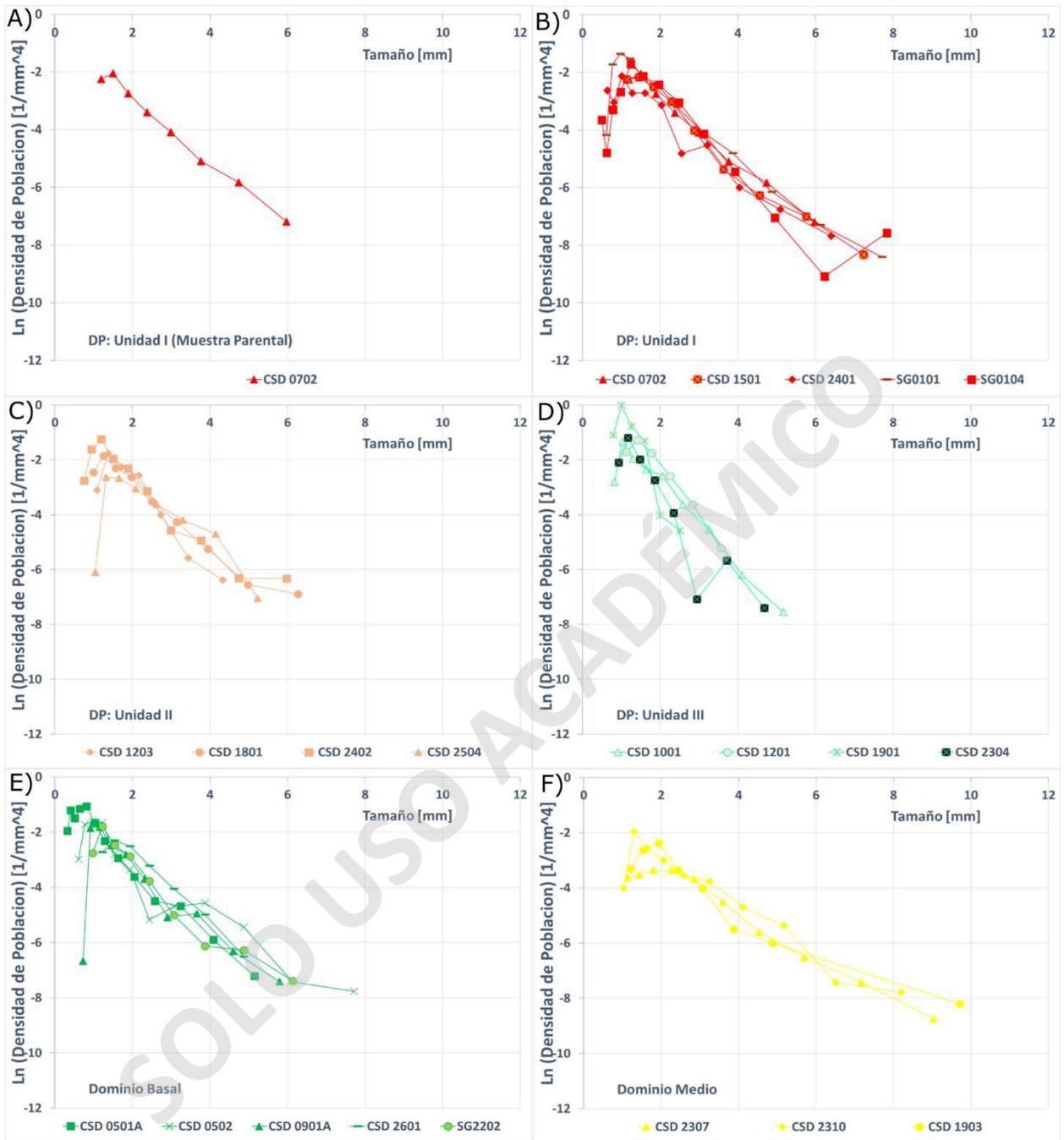
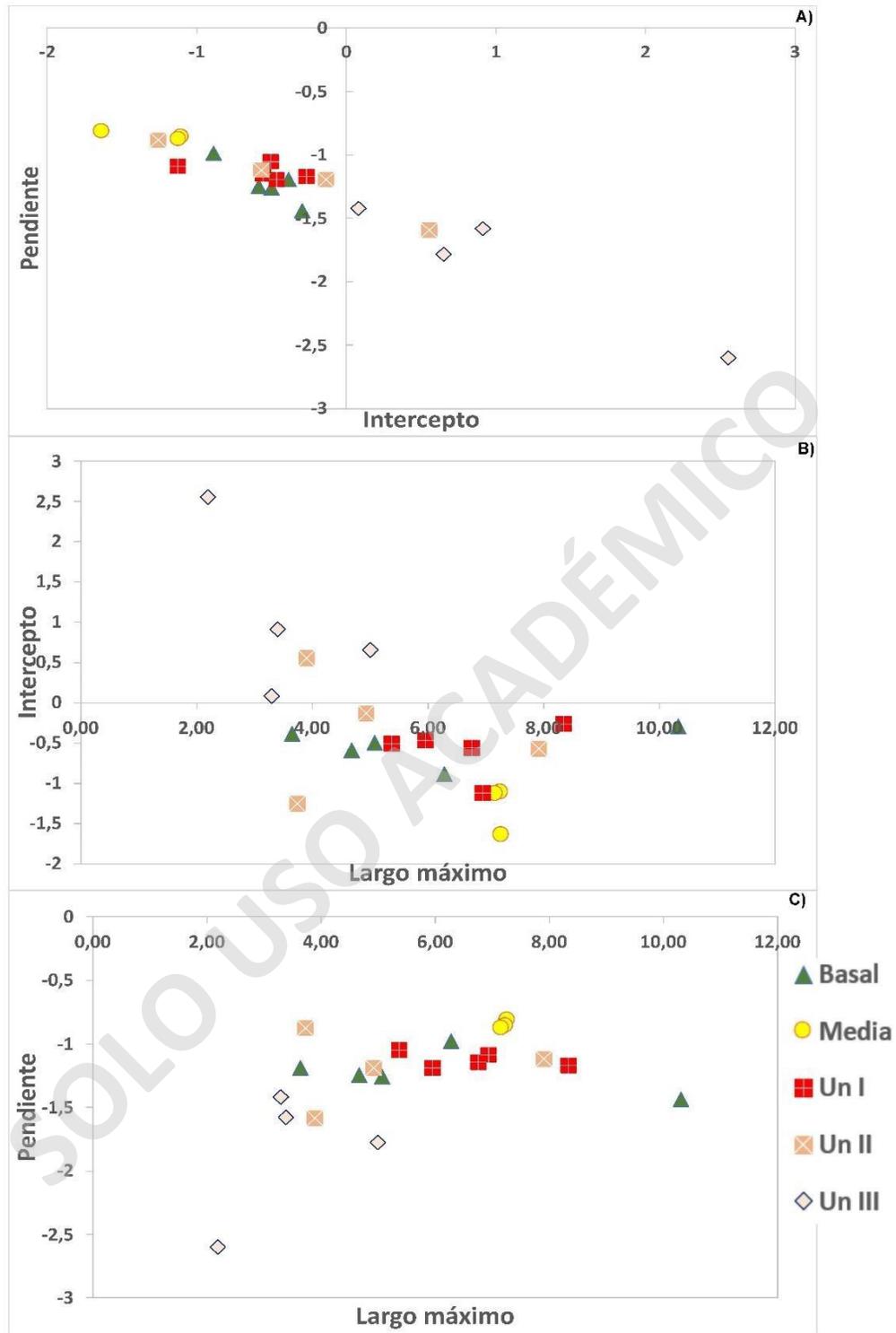


Figura 4.8. Curvas CSD. Distribución del tamaño de cristales de los distintos dominios magmáticos del plutón San Gabriel (Elaboración propia).

Al comparar el intercepto de cada muestra analizada con respecto a la pendiente se obtiene una relación con tendencia lineal, donde se observa que son directamente proporcionales, ya que al disminuir la pendiente ira disminuyendo el valor del intercepto (Figura 4.9a). Se puede

discriminar por unidades, donde se observa que el dominio medio es el que tiene los valores más bajos de pendientes con un máximo de $-0,871 \text{ mm}^{-1}$ y un mínimo de $-0,807 \text{ mm}^{-1}$. Los interceptos del mismo dominio son negativos en un rango de $-1,64$ y $-1,11 \text{ mm}^{-4}$ siendo los valores más bajos de todos los dominios analizados. En la unidad III se encuentran los valores más altos de pendiente del dominio principal y de todos los dominios del PSG, varían en un rango de $-2,6$ y $-1,42 \text{ mm}^{-1}$ presentando todos sus interceptos positivos en el rango de valores de $2,55$ y $0,08 \text{ mm}^{-4}$ (Tabla 4; Figura 4.9a).

En general, el largo máximo de cada muestra y el intercepto muestran una relación inversamente proporcional, aumentando una variable a medida que la otra disminuye (ej: Garrido, 2001), a excepción de la unidad media, cuyo largo máximo no varía demasiado y la unidad basal que tiene un intercepto casi homogéneo (valores similares para todas las muestras; Figura 4.9b). Las unidades que poseen los valores más altos del largo máximo son el dominio basal con un valor de $10,32 \text{ mm}$ y la unidad I con un valor de $8,34 \text{ mm}$ (Tabla 1; Figura 4.9b). Respecto al largo máximo y la pendiente del CSD, también se puede observar una relación inversamente proporcional, donde a medida que aumenta el largo máximo la pendiente va disminuyendo, con excepción de las unidades I y dominio basal que presentan una línea recta casi horizontal, con muy poca variación en su pendiente, aunque tienden a aumentarla en el último largo máximo (Figura 4.9c). Todo eso concuerda con que a medida que haya más cristales de tamaños grandes la pendiente del CSD es más suave (tendrá un menor valor) y, por ende, alcanzará un intercepto más bajo.



5. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL PLUTON SAN GABRIEL

5.1 Descripción petrográfica del plutón.

El plutón San Gabriel se destaca por presentar variaciones en los porcentajes modales de sus cristales como plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo, hornblenda y biotita según cada dominio magmático, donde estos son las fases principales. Las plagioclasas suelen presentar una forma euhedral generalmente, seguido con el feldespato potásico que se presenta de formar subhedral a anhedral, el cuarzo se presenta de forma anhedral generalmente y a veces intersticial rellenando espacios. La anfibola y biotita en ocasiones se presentan con hábitos bien formados, pero generalmente se encuentran rellenando espacios con forma anhedral a subhedral (Tabla 5).

Tabla 5. *Porcentajes Modales. Tabla resumen de porcentajes modales de los cristales obtenidos del análisis petrográfico, se muestran las fases presentes en cada uno de los dominios magmáticos junto con la clasificación que les asigna el diagrama QAPF.*

Dominio	Dominion Basal	Dominio Principal			Dominio Medio
	D B	Un I	Un II	Un III	D M
Composición	<i>Monzogranito</i>	<i>Cuarzo monzodiorita</i>	<i>Cuarzo monzonita</i>	<i>Cuarzo monzonita</i>	<i>Cuarzo diorita /Cuarzo monzodiorita</i>
Plagioclasa	20-40 %	40-55 %	35-50 %	40-55 %	42-65 %
Feldespato K	25-35 %	15-25 %	25-30 %	18-30 %	10-15%
Cuarzo	15-25 %	7-12 %	10-15 %	5-11 %	5-8 %
Biotita	2.5-5.5 %	3-8 %	3-8 %	5-8 %	4-12 %
Anfibola	6-9 %	5-12 %	4-11 %	6-14 %	6-12 %
Piroxeno	0-2.5 %	0-3 %	0-2 %	1-3 %	3-8 %
Opacos	2.5-5 %	3.5-5 %	4-5.5 %	2-4 %	3-6 %

Los resultados nos indican que el dominio más básico sería el dominio medio con una composición que varía entre diorita cuarcífera a monzodiorita cuarcífera, presentando el mayor porcentaje de plagioclasas y piroxenos, luego el dominio principal que es composición intermedia pero con un rango composicional, donde la unidad I es una monzodiorita cuarcífera, la unidad II y unidad III una monzonita cuarcífera, presentando gran cantidad de plagioclasas pero ahora acompañadas con un mayor porcentaje de feldespato potásico y cuarzo comparado con el dominio medio. Por último, el dominio basal es el más diferenciado cayendo en la clasificación de un monzogranito, con un menor porcentaje de plagioclasas, pero mayor porcentaje de feldespato potásico y cuarzo en comparación a los otros dos dominios.

QAPF diagram – Si oversaturated

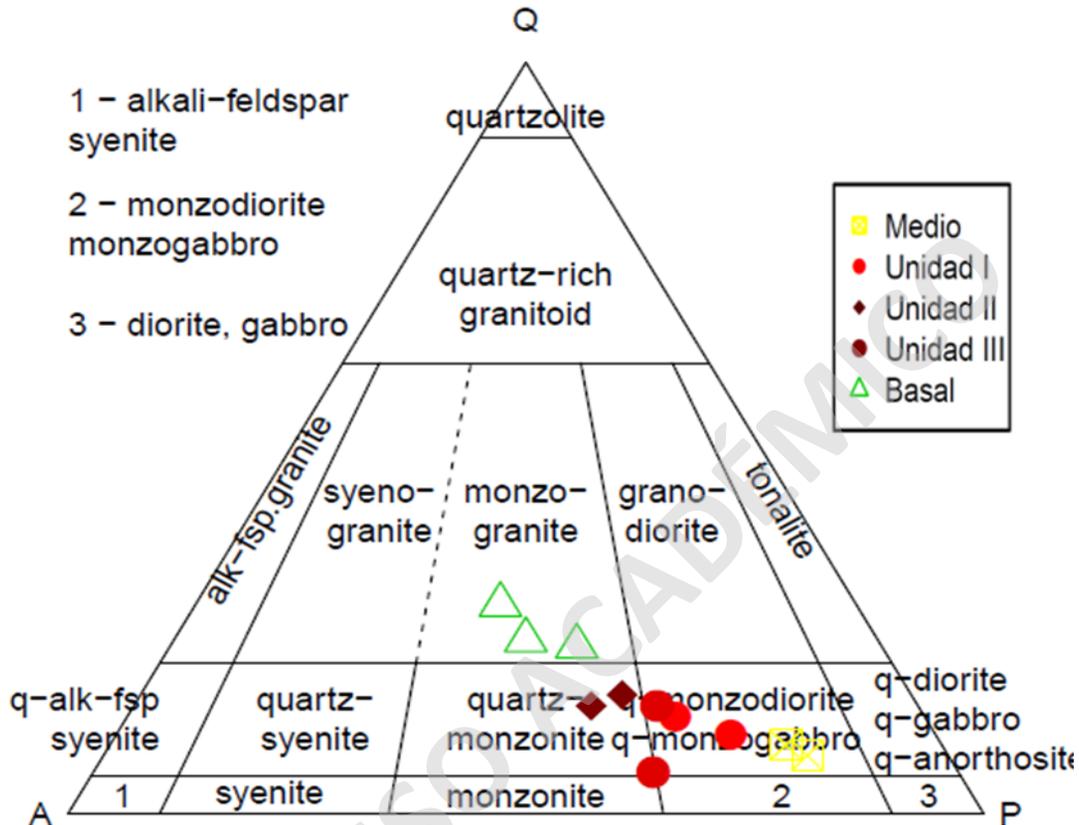


Figura 5.1. Diagrama de clasificación QAPF. Se utilizan los porcentajes modales de las muestras estudiadas para clasificar la composición de cada una de ellas. (Elaboración propia, datos extraídos de Payacán, 2021).

5.2 Descripción de la geoquímica del plutón.

El Plutón San Gabriel presenta una variedad de composiciones en sus dominios, las cuales van desde monzodiorita (dominio medio), siendo la más básica, hasta una composición cuarzo monzonita (dominio basal) siendo la más diferenciada, según la clasificación de Middlemost (1994; Figura 5.2a). Todas las muestras presentan una fuerte afinidad hacia las series calco-alcalinas y también hacia la serie calco-alcalinas ricas en potasio según el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) aunque hay una muestra que cae en la serie de shoshonitas (Figura 5.2b). En el diagrama AFM de Irvine and Baragar (1971; Figura 5.2c), las muestras analizadas siguen una tendencia clara en la zona calco-alcalina con una pendiente negativa que representan una distribución de evolución

normal desde una composición básica-intermedia a una composición más ácida rica en álcalis. Para discriminar tectónicamente las muestras se utiliza el diagrama de Pearce et al (1984), donde se clasifican las rocas diferenciadas ocupando elementos incompatibles y compatibles para inferir el origen de ellas, se puede observar de manera clara que todas las muestras representan un granito de arco volcánico (Figura 5.2d).

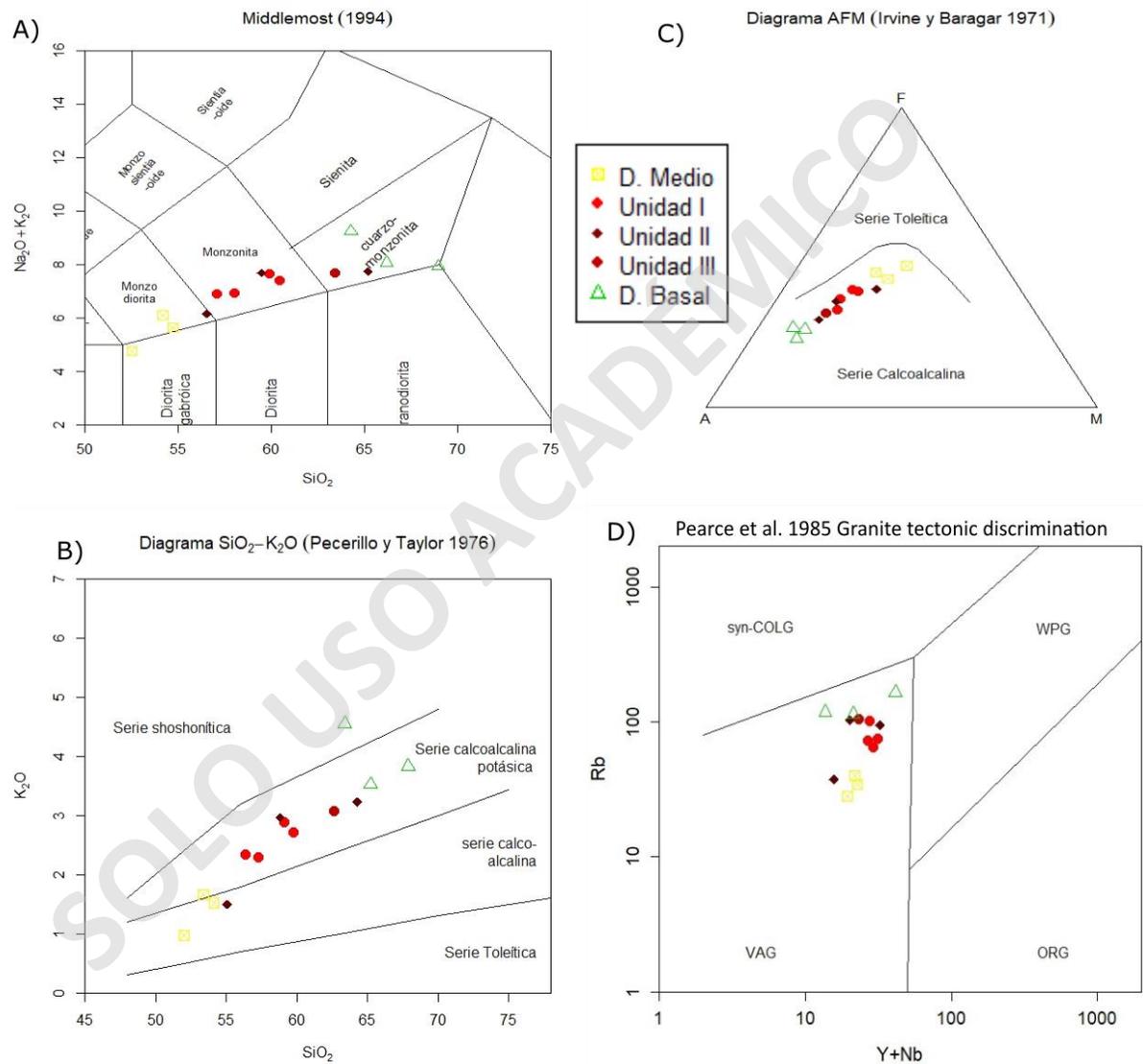


Figura 5.2. Diagramas de clasificación y Discriminación tectónica para el PSG. A) Clasificación geoquímica de Middlemost (1994), B) Diagrama de afinidad alcalina de Pecerrillo y Taylor (1976), C) Diagrama AFM plot de Irvine and Baragar (1971), D) Diagrama de clasificación tectónica para granitos de Pearce et al (1984).

Las concentraciones de los elementos mayores siguen patrones que varían según el contenido de sílice (Figura 5.3). Casi todos los elementos mayores (TiO_2 ; AlO_2 ; MgO ; CaO ; P_2O_5 ;

FeO₃) presentan una pendiente negativa a medida que aumenta el porcentaje de sílice, a excepción del K₂O que presenta una pendiente positiva y Na₂O que también tiene una pendiente positiva hasta los 61wt. % de SiO₂, cambiando a una pendiente negativa para mayores valores de sílice. Las disminuciones de los valores de CaO y Al₂O₃ indican que se fraccionó plagioclasa a medida que aumenta el SiO₂, así mismo la disminución de P₂O₅ indica que el apatito es una fase que se fraccionó continuamente. Por el lado contrario, el Na₂O se concentra hasta los 61wt. % de SiO₂ y luego empieza a disminuir lo que podría indicar el cambio composicional de la plagioclasa, pasando a ser más sódica, la concentración de K₂O incrementa continuamente a medida que aumenta el SiO₂, de lo que se infiere que el feldespato potásico y la biotita serían unas de las últimas fases cristalinas en fraccionar.

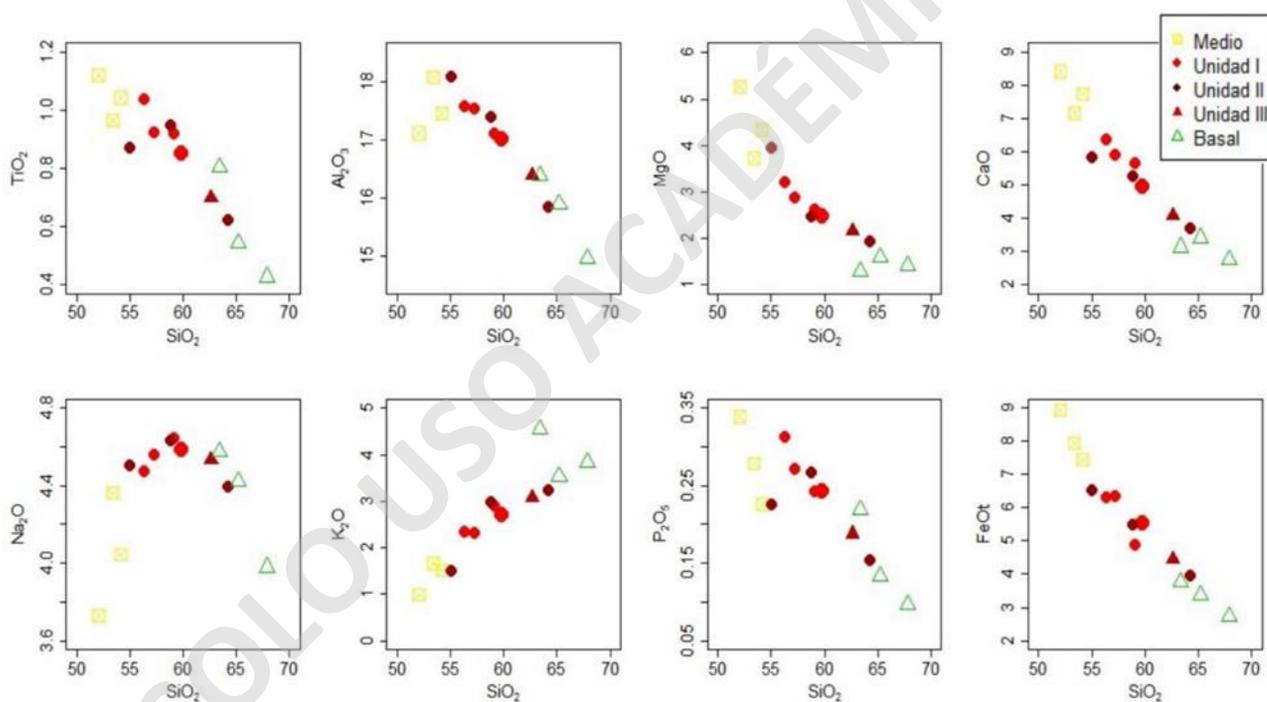


Figura 5.3. Elementos Mayores de las unidades magmáticas del PSG. Gráficos de elementos mayores vs SiO₂, datos extraídos de Payacán (2021.)

Los elementos trazas también muestran patrones que varían con respecto al porcentaje de sílice (Figura 5.4). Los más incompatibles como el La, Rb, Zr, Ba y Ce muestran pendientes positivas con respecto al aumento de sílice, aunque el Zr muestra una variación casi al 61wt. % de SiO₂, donde empieza a disminuir su concentración presentando una pendiente negativa en las

unidades II, III y dominio basal, algo similar ocurre con el Y donde casi al mismo porcentaje de SiO₂ (61wt. %) comienza a disminuir su concentración, pero principalmente en la unidad III y dominio basal.

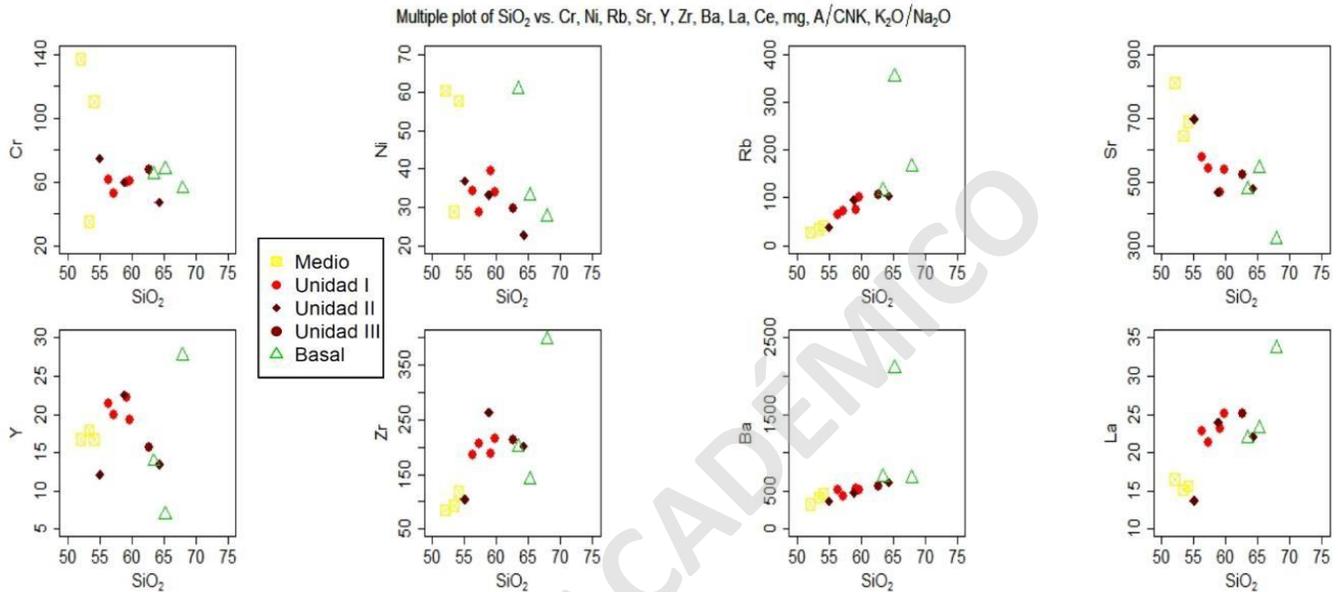


Figura 5.4. Elementos trazas del PSG. Gráficos de los elementos trazas v/s SiO₂ de las diferentes unidades magmáticas del PSG, datos tomados de Payacán (2021).

En cuanto a las RRE y elementos trazas, todas las muestras presentan una distribución similar con pendiente La/Yb negativa (varía entre 8,5 – 16,3) tanto en el diagrama de REE normalizado al Condrito (Nakamura, 1974; Figura 5.5a) y en el diagrama de elementos trazas normalizado al Condrito (Thompson, 1982; Figura 5.5b), con anomalías positivas para los elementos móviles LIL (Ba; Rb; Th; K) y REE livianos (La; Ce; Pr) y anomalías negativas para los elementos menos móviles (Nb; Ta; Ti; Y; Yb; Lu). Estas tendencias muestran un patrón de diferenciación de las muestras, junto con la anomalía característica negativa de Eu en las REE, aunque no muy pronunciada comparada con las rocas ígneas silíceas (Figura 5.5).

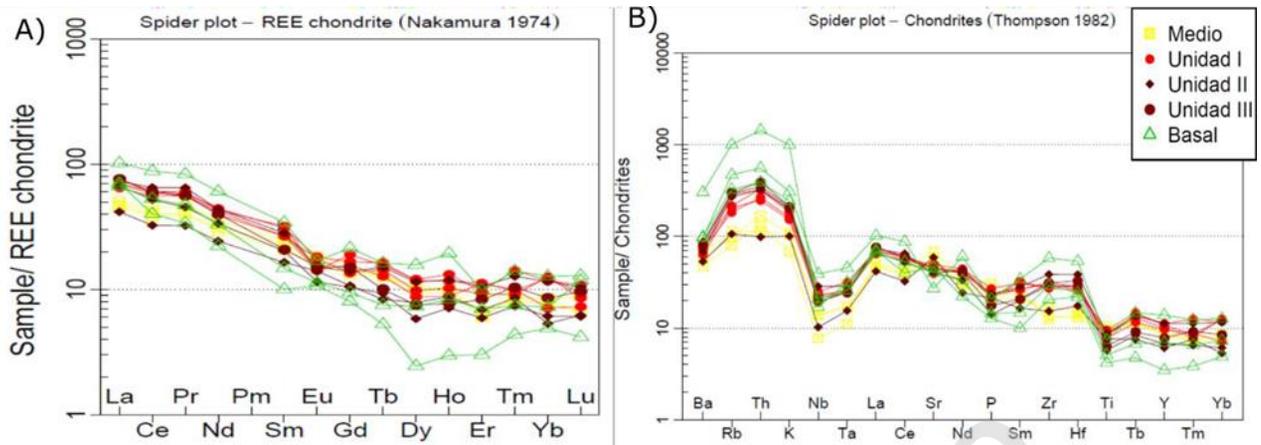


Figura 5.5. Diagrama Spider de REE y elementos trazas de las unidades magmáticas del PSG. A) Diagrama spider de REE normalizado al condrito de Nakamura (1974), B) Diagrama spider multi elementos normalizado al condrito de Thompson (1982). Datos obtenidos de Payacán (2021).

6. DISCUSIONES

6.1 Dificultades para aplicar el CSD.

Una de las primeras dificultades que se presentaron para esta investigación fue la poca información que hay disponible sobre como relacionar las distribuciones o resultados del CSD con la geoquímica para rocas intrusivas y volcánicas. En parte estas complicaciones se deben a que los sistemas magmáticos son dinámicos donde se ve afectado por diversos factores como la cinemática, condiciones fisicoquímicas y ambiente donde se genere la actividad magmática o volcánica.

Los cortes que se trabajaron en este análisis no estaban orientados, lo que se puede traducir en una falta de información de la fábrica y orientación de los cristales, y en consecuencia un error implícito al momento de inferir la geometría 3D que representarían los cristales de plagioclasa estudiados y, por ende, en la distribución que estos presentan en el CSD. Corrections 1.6.

Por otro lado, también hay que considerar el error humano en este caso, ya que los cristales fueron separados de forma manual en el programa, lo que puede generar error al limitar los cristales y quizás enfocarse solo en los cristales que el ojo humano puede detectar de buena manera. Así mismo tenemos asociado el error tecnológico, ya que dependerá de la calidad de la imagen el alcance que tendrán las resoluciones de las imágenes de los cortes transparentes, lo que permitirá delimitar de mejor o peor manera los cristales estudiados. Así mismo el beneficio que hay en limitar los cristales a mano es que se puede separar de forma óptima la fase que uno desea estudiar, sin confundir con otros cristales, como puede ocurrir cuando se usan programas automáticos que separan los cristales a través de las bandas de color o procesamiento de imágenes.

6.2 Interpretación del *Crystal Size Distribution* en el plutón San Gabriel.

Se puede observar que todas las muestras correspondientes a la unidad I del dominio principal presentan un intercepto, alcance y número de bins similares. Estas exhiben una distribución cóncava hacia abajo muy similar para los tamaños de cristales pequeños (< 2 mm), y luego de eso un comportamiento lineal para los tamaños de cristales más grandes (> 3 mm), presentando una muestra con diferencia en su pendiente y comportamiento cóncavo hacia arriba (Muestra SG0104; Figura 4.8b). Sin embargo, se puede observar que la pendiente tiende a aumentar levemente entre las muestras analizadas, donde se puede decir que cristalizó de forma casi homogénea o asociándose a un proceso leve de fraccionamiento cristalino, tal como indican Vinet y Higgins (2010).

Las muestras correspondientes a la unidad II del dominio principal presentan pequeñas variaciones tanto en el número de bin, alcance, distribución e intercepto, pero la pendiente presenta mayores variaciones en su valor y distribución (Figura 4.8c). Al igual que las muestras de la unidad I, en los tamaños más pequeños de cristales (< 1.5 mm) presentan una distribución cóncava hacia abajo, luego hacia los tamaños más grandes (> 2 mm) se comportan de forma rectilínea, cambiando su pendiente y distribución con algunas concavidades hacia abajo (Muestra SG2504) y hacia arriba al final de ella (Muestra SG1801 y SG2402; Figura 4.8c). Estas variaciones se pueden asociar a la diferencia de intensidad en un proceso magmático tal como el fraccionamiento cristalino, y a la acción de otro evento magmático en conjunto como el sobre enfriamiento (Vinet y Higgins, 2010), debido a la variación de los tamaños grandes y pequeños de cristales.

Las muestras de la unidad III presentan una mayor variabilidad en cuanto a su pendiente, intercepto, alcance y número de bins. A pesar de eso, se puede observar que todas presentan una distribución cóncava hacia abajo en los cristales más pequeños (< 1.5 mm), luego se hacen rectilíneas. La distribución de tamaño cristales de la muestra SG1901 es cóncava hacia arriba en los cristales mayores a 1.5 mm, y en la muestra SG2304 se observan concavidades hacia arriba en los cristales mayores a 2 mm (Figura 4.8d). Estas variaciones permiten sugerir que esta unidad sufrió diferentes intensidades de fraccionamiento cristalino o un sobre enfriamiento más intenso y heterogéneo debido al aumento de la pendiente, a los bajos alcances que posee, y por las concavidades presentes (Vinet y Higgins, 2010).

De este modo se puede deducir que el dominio principal del PSG tuvo que haber sufrido al menos 2 procesos de diferenciación, tales como fraccionamiento cristalino debido a los aumentos de pendientes junto a la falta de cristales de gran tamaño y a un proceso de sobre enfriamiento debido a los valores altos de interceptos que muestran la unidad I y unidad II. Aunque las unidades de este dominio presentan concavidades hacia arriba y variaciones en sus pendientes, no hay una variación química notable, por lo que sus diferencias en el CSD serían debido a las diferentes intensidades del proceso mencionado en cada unidad, tal como propone Vinet y Higgins (2010) y Garrido (2001).

Las muestras analizadas del dominio basal son consistentes entre sí en cuanto a su distribución, pendiente e intercepto. En los cristales pequeños ($<1.5\text{mm}$) también presentan una distribución cóncava hacia abajo, que hacia los cristales más grandes ($>2\text{mm}$) se comporta de forma rectilínea. Esta similitud de la pendiente disminuye hacia los cristales más grandes obteniendo alcances diferentes. Hay 4 muestras que también presentan concavidades hacia arriba en los cristales más grandes (Muestras SG0901A, SG2202, SG0502, SG0501; Figura 4.8e). Pero a modo general, se puede asumir que el dominio basal sufrió un solo evento magmático, que debido a las concavidades hacia arriba presentes y sus pendientes de menor valor en la mayoría de sus muestras analizadas representarían un fraccionamiento cristalino (Vinet y Higgins, 2010).

Con respecto al dominio medio se puede apreciar que todas las muestras analizadas presentan un comportamiento similar en cuanto a alcance, intercepto, distribución y la pendiente con algo más de variación. Las distribuciones que presenta son muy similares entre sí, en los tamaños pequeños ($< 2\text{mm}$) presentan concavidades hacia abajo y luego su distribución se torna rectilínea hacia los tamaños más grandes ($>3\text{mm}$), aunque se puede observar una leve concavidad hacia arriba en dos muestras (SG1903 y SG2310; Figura 4.8f). Lo anterior indica que solo predominó un proceso magmático y que se produjo de manera “homogénea” al no presentar tantas variaciones entre sus muestras. Debido al gran alcance que tienen sus distribuciones, las pendientes de bajo ángulo o suaves, bajos valores de interceptos, el tamaño máximo de bin ($9,71\text{mm}$) y junto al alto porcentaje de cristalinidad que presenta, se puede inferir que el proceso magmático predominante en este dominio es la acumulación de cristales o un engrosamiento cristalino (Higgins, 2006).

6.2.1 Comparación del CSD de los dominios respecto al CSD del magma parental.

A continuación, se comparan las muestras analizadas contra la muestra SG0702, considerada como magma parental debido a las relaciones de contacto que posee, por las texturas y geoquímica presente, según lo publicado por Payacán (2021). De este modo, se pueden analizar e interpretar los procesos que estarían involucrados en cada uno de los dominios estudiados. Analizando las variaciones que presenta cada uno, se puede discriminar el o los procesos magmáticos que tuvieron lugar durante la generación de los dominios del plutón San Gabriel, comparando con los resultados y datos ya tabulados de investigaciones previas a cuerpos volcánicos e intrusivos (ej: Garrido et al., 2001; Higgins, 2006; Marsh, 1998; Vinet y Higgins, 2010).

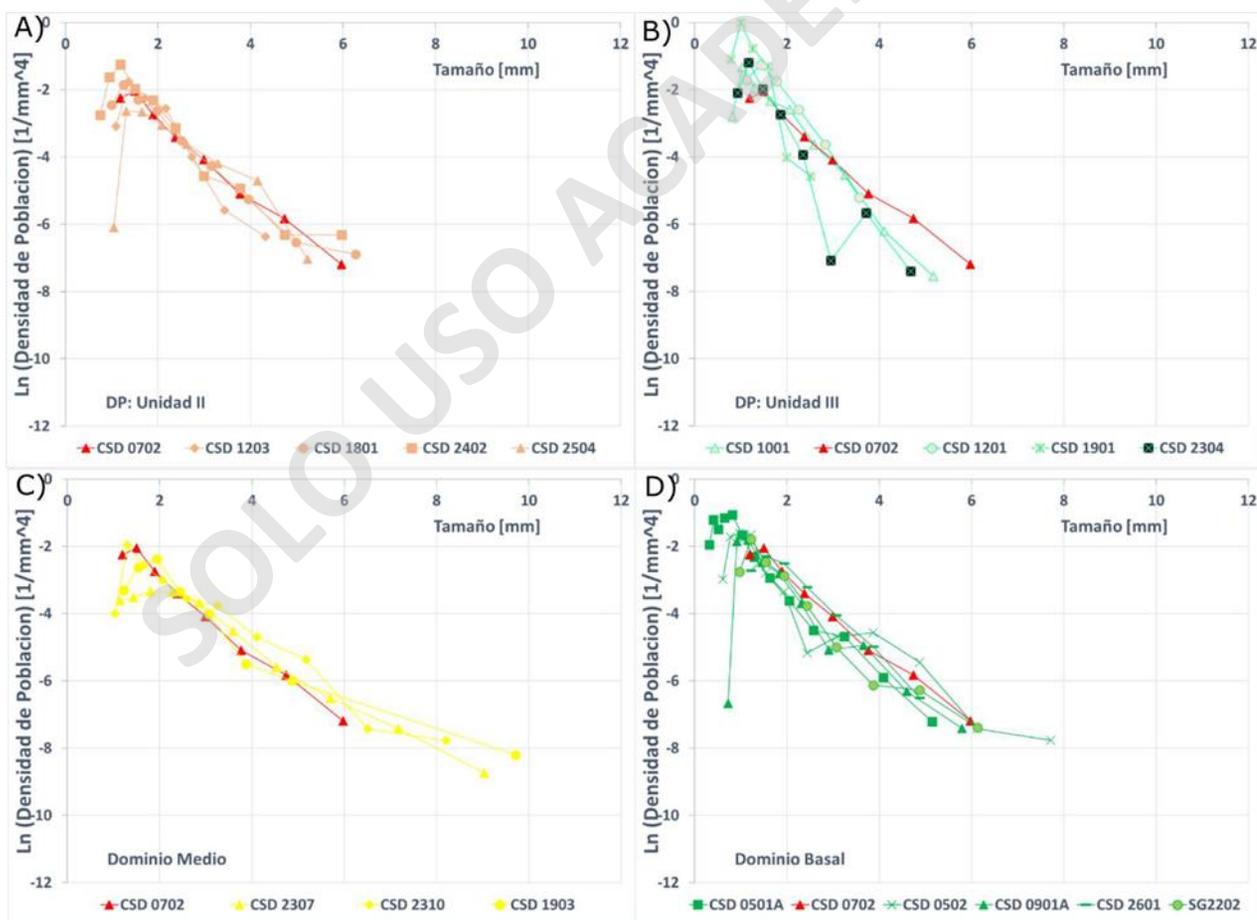


Figura 6.1. Distribución de Tamaño de Cristales. Comparación de las Dominios Magmáticos v/s Muestra Parental.

Al comparar la unidad I con la unidad II, ambas del dominio principal, se observa que la pendiente de la unidad II tiende a aumentar levemente (entre 5 a 10 %) o incluso seguir la misma tendencia de la unidad I, con excepción de la muestra SG2504, que presenta una disminución de la pendiente. El aumento de pendiente observado en las muestras de la unidad II se puede asociar principalmente al sobre enfriamiento y fraccionamiento (Muestras SG1801, SG2402 y S1203) dándoles una pendiente abrupta, que evidencia una tasa de cristalización más baja, y un alcance menor o similar a la unidad I. En caso contrario, con respecto a la muestra SG2504, que presenta disminución de pendiente, lo que se podría asociar acumulaciones pequeñas de cristales, reflejando una mayor tasa de cristalización entre todas las muestras de la unidad II. Hay que resaltar que al final sus distribuciones presentan una leve concavidad hacia arriba (Figura 6.1a).

Comparando la unidad I con la unidad III se puede ver de forma clara que las pendientes de la unidad III son mucho más pronunciadas (aumentando entre un 10 a 15%). Esto nos indica que las muestras de la unidad III tuvieron que haber pasado por el proceso de sobre enfriamiento, haciendo que la tasa de nucleación sea mucho más efectiva que la tasa de crecimiento, lo que se ve reflejado en el tamaño de cristal máximo que tiene, el bajo alcance y bin máximo que tiene cada recta, y también por las distribuciones que muestran una forma rectilínea, pero con concavidades, que se pueden asociar a la poca presencia de ese tamaño de cristal. (Figura 6.1b).

Al comparar la unidad I con el dominio medio se observa que en los tamaños pequeños (<3mm) tienen una pendiente parecida, y que poseen una distribución muy similar, pero hacia los tamaños grandes la distribución y pendiente cambia disminuyendo entre un 10 y 15 %, lo que se refleja en los alcances y bin máximo. En cuanto al intercepto, la unidad I tiene valores más altos que el dominio medio. Lo que se traduce en que la tasa de nucleación fue menor que la tasa de crecimiento en el dominio medio. Esto estaría indicando que el proceso dominante en el dominio medio es un proceso de acumulación de cristales lo que permite dar un alcance mayor y bins de mayor tamaño, junto con una menor pendiente e intercepto (Higgins, 1998; Vinet y Higgins, 2010). Cabe mencionar que las 3 muestras presentan una leve concavidad hacia arriba. (Figura 6.1c).

Por último, en la comparación de la unidad I con el dominio basal, se observa que este último presenta una heterogeneidad en sus distribuciones, lo que nos hace pensar que este dominio

sufrió más un proceso magmático de diferenciación o un solo proceso con gran intensidad. Sus interceptos presentan diferentes valores, aunque todos de menor valor que la muestra parental, lo que se traduce en una mayor tasa de nucleación en el dominio basal que en la unidad I. En cuanto a la pendiente también es muy variada, donde hay muestras que siguen la misma tendencia que la muestra parental, aunque con una pendiente un poco menor (disminuyendo casi un 2 %; Muestra SG2601) lo que podría representar una leve acumulación de cristales y las otras que aumentan su pendiente entre un 5 y 10 %, que evidenciarían un proceso de fraccionamiento cristalino, lo que se traduce en una tasa de crecimiento menor en el dominio basal. Lo que genera disminución de los tamaños grandes de cristales. Sin embargo, todas las muestras presentan concavidades hacia arriba en los tamaños más grandes, lo que indicaría fraccionamiento cristalino tuvo que haber sido muy intenso o acompañado con el proceso de sobre enfriamiento (Figura 6.1d; Vinet y Higgins 2010).

6.3 Inferencia de los procesos magmáticos a partir de la geoquímica.

Los gráficos de Rb v/s Ba, Rb v/s Zr, Rb v/s U y Rb v/s Th sugieren la cogeneticidad entre las unidades magmáticas debido a sus tendencias lineales y con pendiente positiva (Figura 6.2), generados a partir de un magma de composición básica-intermedia que comenzó a diferenciarse, debido a que todos son ellos elementos incompatibles y se irán acumulando en el fundido (Rollinson, 1993). Los cuatro gráficos (Figura 6.2) muestran una tendencia lineal con pendiente positiva, donde el dominio medio, presenta los valores más bajos en las cuatro gráficas, y del mismo modo el dominio basal presenta los valores más altos. La poca variabilidad de los cuatro elementos y la tendencia lineal que generan siguiendo la distribución de una cristalización normal que va enriqueciendo el fundido en elementos incompatibles (Figura 6.2), coincide con la evolución propuesta por Payacán (2021).

Estas tendencias nos permitirían asumir una fuente en común de todas las unidades magmáticas descritas. Por otro lado, el gráfico AFM de Irvine y Baragar (1973) estaría complementando esta inferencia, ya que sigue una secuencia de cristalización normal de un magma de composición básica-intermedia que comienza a sufrir procesos de diferenciación llegando a una composición más félsica rica en álcalis.

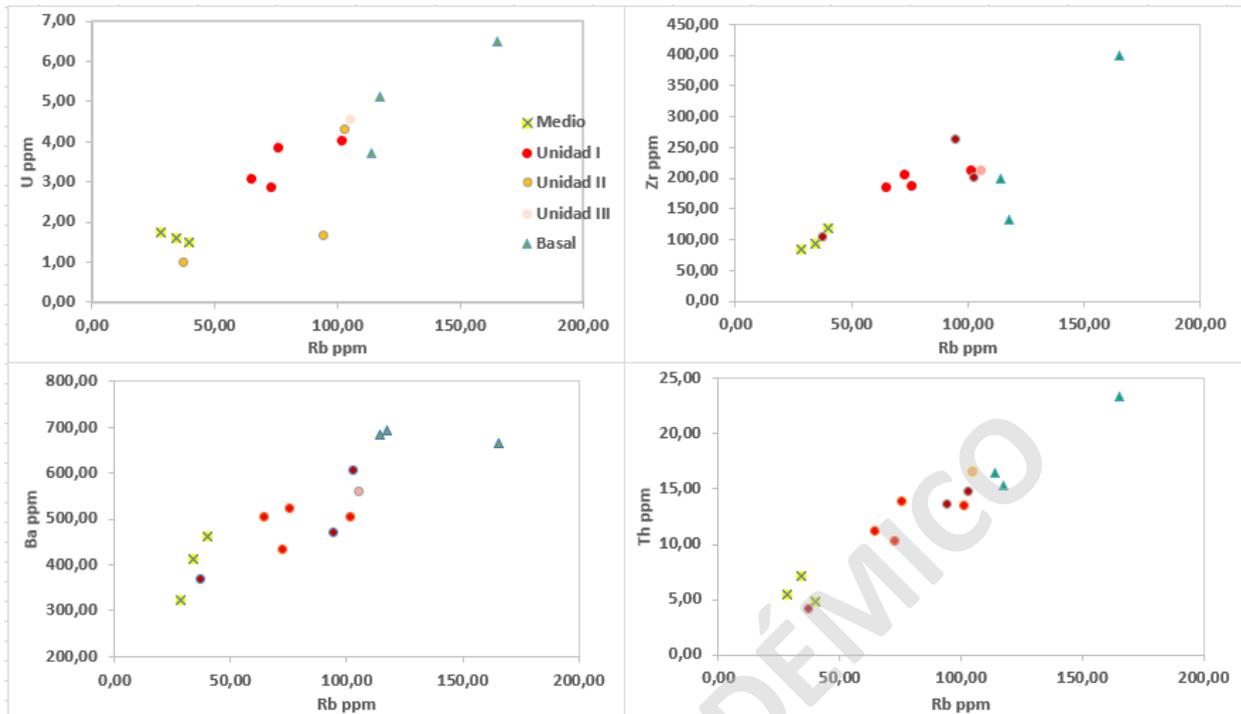


Figura 6.2. Gráficos de elementos trazas. Se grafica en cada eje un elemento incompatible para definir la cogeneticidad de las unidades magmáticas. Datos extraídos de Payacán (2021).

Hay patrones que se pueden observar en relación con el porcentaje de sílice. La concentración del Eu disminuye a medida que aumenta la sílice (Figura 6.3) lo que indica que alguna fase cristalina tuvo que haber integrado este elemento. La concentración del Sr también presenta una pendiente negativa a medida que aumenta la sílice. Aunque estos elementos se consideran como elementos incompatibles en composiciones más básicas, aquí presentan un comportamiento compatible, esto podría ser debido a la presencia de plagioclasas que pueden integrar estos dos elementos en su estructura cristalina, generando una disminución de ellos a medida que esta cristaliza (Figura 5.4; Figura 6.3; Rollinson, 1993).

El Zr y Ba tienen una pendiente positiva y ambos se consideran como elementos incompatibles (Rollinson, 1993; Figura 6.3), al menos que haya una fase que los incorpore en su estructura y los pueda fraccionar generando la disminución de ellos, como el circón o titanita y hornblenda o feldespato potásico respectivamente. Este enriquecimiento puede indicar que un líquido fue evolucionando a través de la cristalización fraccionada enriqueciéndose en elementos incompatibles.

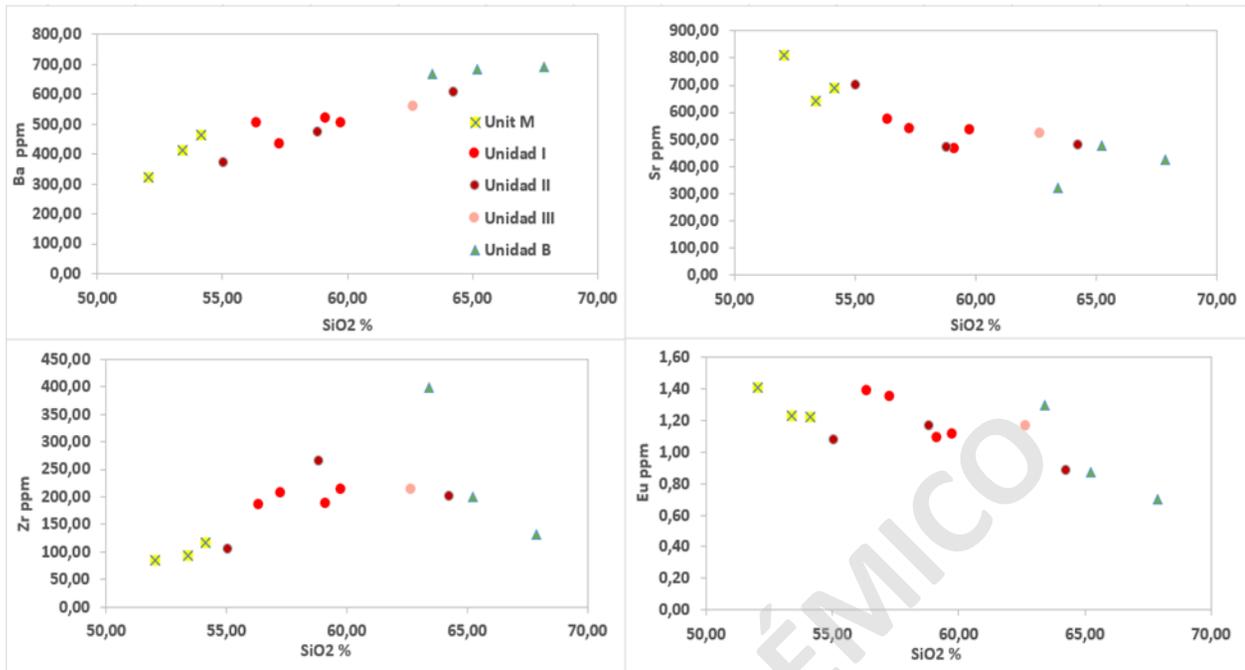


Figura 6.3. Elementos Trazas v/s SiO₂. Relación de la concentración de elementos trazas para ver cuál de ellos va disminuyendo o aumentando respecto al porcentaje de sílice y discriminar procesos magmáticos o de cogeneticidad. Datos obtenidos de Payacán (2021).

6.4 Correlación entre geoquímica y CSD.

Al observar las variaciones geoquímicas en el PSG se pueden interpretar la ocurrencia de procesos magmáticos similares a los inferidos a partir del CSD de cada dominio magmático, desde los cuales se puede inferir un fraccionamiento y acumulación de cristales principalmente de plagioclasa. El dominio medio es el que presenta las pendientes más suaves (alta tasa de cristalización) y los interceptos más bajos (baja tasa de nucleación), mostrando un patrón de acumulación de cristales, siendo la plagioclasa su fase más abundante, junto con una química más básica (alcanza un máximo de SiO₂ del 54 wt. %) con respecto a los otros dominios. Al analizar los elementos trazas se resaltan los altos valores de Sr y Eu que presenta, también los valores más bajo con respecto al Rb y Ba (Figura 6.2c). Con respecto a los elementos mayores el aumento constante que presenta en CaO, AlO₂ a medida que disminuye el porcentaje de SiO₂ apoyaría la idea de que se acumuló plagioclasa. Sin embargo, también hay otros elementos que nos indicarían la acumulación de cristales, como el MgO y CaO que aumentan su concentración a menor porcentaje de sílice, nos indicarían la acumulación de clinopiroxeno en las composiciones más

básicas (< 60 wt. % SiO₂). Para las más diferenciadas, el Y que nos sugiere la acumulación de hornblenda pasando el 61 wt. % de sílice. tal como indica la petrografía con los porcentajes modales de estas fases cristalinas.

El dominio principal, en la unidad I, también muestra un patrón de acumulación de cristales, aunque más leve, su química también lo corrobora ya que a medida que disminuye el porcentaje de SiO₂ se puede ver que es una de las unidades que posee los valores más altos de elementos trazas como Eu y Sr (Figura 6.3), y también en los elementos mayores como AlO₂ y CaO (Figura 5.3) y a medida que aumenta el SiO₂ su concentración en elementos incompatibles como el Rb, K₂O y Ba también aumenta (Figura 6.2), siendo la unidad I la más “básica” del dominio principal (55wt. % – 60wt. % de SiO₂) y con la mayor concentración de Sr y Eu y menor concentración de elementos incompatibles como K₂O y Rb.

La unidad II del dominio principal presenta una mayor cantidad de SiO₂ (55wt. % – 64wt. %), también mayor concentración de elementos incompatibles como K₂O, Rb y Ba, disminuyendo la cantidad y tamaño de cristales de plagioclasas, pero también disminuyendo el porcentaje de Sr, Eu lo que nos estaría indicando el proceso de fraccionamiento de plagioclasa. y pasando los 60wt.% de SiO₂ se puede observar un quiebre en el Na₂O, donde se puede inferir que se comienza a fraccionar plagioclasa de composición sódica.

En la unidad III tiene un porcentaje de SiO₂ parecido a la unidad II (55wt. % - 64 wt. %) pero con una mayor concentración de elementos trazas incompatibles (K₂O, Ba y Rb) y los menores tamaños de cristales, junto con la continua disminución de los elementos mayores como el Al₂O₃ y el CaO nos permite inferir que se tuvo que haber fraccionando plagioclasa, y al igual que la unidad II, alrededor del 60wt. % SiO₂ se observa un quiebre en el Na₂O por lo que se podría asumir que es donde ocurre el cambio composicional de la plagioclasa pasando de una cálcica a una más sódica. Debido a que las variaciones del SiO₂ en el dominio principal no son tan importantes, las diferencias que presentan sus CSD se deben a las diferentes tasas de sobre enfriamiento que sufrió cada unidad. Siendo la unidad III la que sufrió un mayor sobre enfriamiento al encontrarse en las bordes del reservorio.

Por último, el dominio basal, que presenta el mayor porcentaje SiO₂ y las menores concentraciones de Eu y Sr (Figura 6.3), permitiendo inferir que fue el dominio que mayor

porcentaje de fraccionamiento cristalino tuvo, que se confirma con el quiebre del Na_2O y la disminución que se genera en este elemento en el dominio basal (Figura 5.3), junto con el quiebre del Zr casi al mismo porcentaje de SiO_2 , donde se comenzó a cristalizar el zircón (Figura 6.3; Figura 5.4). También se observa que es el que mayor porcentaje de Rb, U y Th posee, indicando que es el dominio más diferenciado. Por otro lado, la cantidad de variaciones que presenta este dominio tanto en tamaños de cristales, química y distribución del CSD (es el que presenta más concavidades en sus muestras) se puede inferir que pudo haber sufrido algún proceso de mezcla de magma o el fraccionamiento que sufrió fue muy intenso.

Los elementos Y e Yb son elementos incompatibles al menos que en el sistema haya presencia de hornblenda o granate que los pueden integrar en su estructura cristalina (Winter, 2001). Se puede observar que la relación Dy/Yb vs SiO_2 se mantiene constante hasta los 60wt. %, luego de esto comienza a decaer esta relación (Figura 6.4a), lo que nos estarían indicando el inicio del fraccionamiento de la hornblenda junto con la titanita tal como propone Davidson et al (2007). Por el mismo camino, el Y tiene una pendiente positiva hasta llegar al 60wt. % de SiO_2 y luego se quiebra comenzando a dar una pendiente negativa (Figura 5.4) lo que indicaría el inicio de fraccionamiento de la hornblenda, coincidiendo con los porcentajes modales de cada dominio, donde aumenta su presencia hacia las composiciones más diferenciadas. La relación Ba/Sr nos indica el rango en que se pudo haber fraccionado la plagioclasa y el feldespato potásico (Rollins, 1993; Figura 6.4b), donde se ve una tendencia lineal con pendiente positiva indicando que el Sr se fracciona y el Ba se acumuló a medida que aumenta el porcentaje de SiO_2 , por lo que se puede inferir que el fraccionamiento de plagioclasa fue mucho más temprano y en mayor cantidad que el feldespato potásico, el cual se fracciona como una fase tardía junto a la biotita debido a la acumulación continua de K_2O (Figura 5.3) y Ba a medida que aumenta el SiO_2 (Figura 5.4; Wyborn et al 2001).

En el gráfico Sr v/s MgO (Figura 6.4c) se puede observar una tendencia lineal donde ambos elementos van disminuyendo en conjunto, esto nos indicaría que el fraccionamiento de la plagioclasa tuvo que haber ocurrido en conjunto con el clinopiroxeno en las composiciones más básicas o en los primeros eventos de fraccionamiento (Wilson, 2007). Esta idea se confirma ya que al disminuir el porcentaje de SiO_2 aumenta constantemente el MgO , Al_2O_3 y CaO , confirmando una acumulación de plagioclasa y clinopiroxeno, aunque con menor porcentaje modal para las

unidades más diferenciadas (Figura 5.3). La razón K/Rb vs Rb nos permite inferir que mineral pudo tener una mayor influencia en la evolución magmática a medida que se iba fraccionando (Figura 6.4d), donde se puede observar un decrecimiento lineal de la relación a medida que aumenta el Rb, lo que estaría indicando que la principal fase en fraccionarse es la plagioclasa (Rezaei-Kahkhaei, 2010).

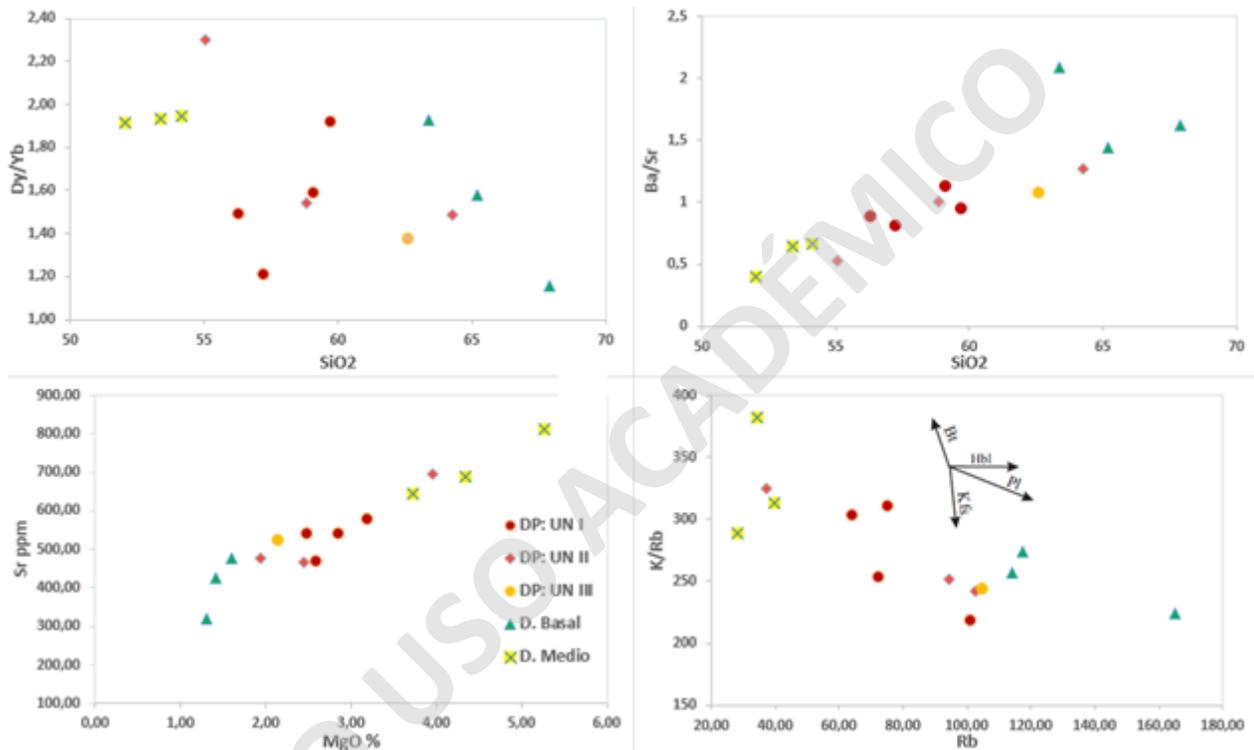


Figura 6.4. Gráficos de razones de elementos vs SiO₂ y elementos trazas vs elementos mayores. Se utilizan las tendencias de las razones graficadas para inferir procesos de fraccionamiento cristalino de las fases de plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda.

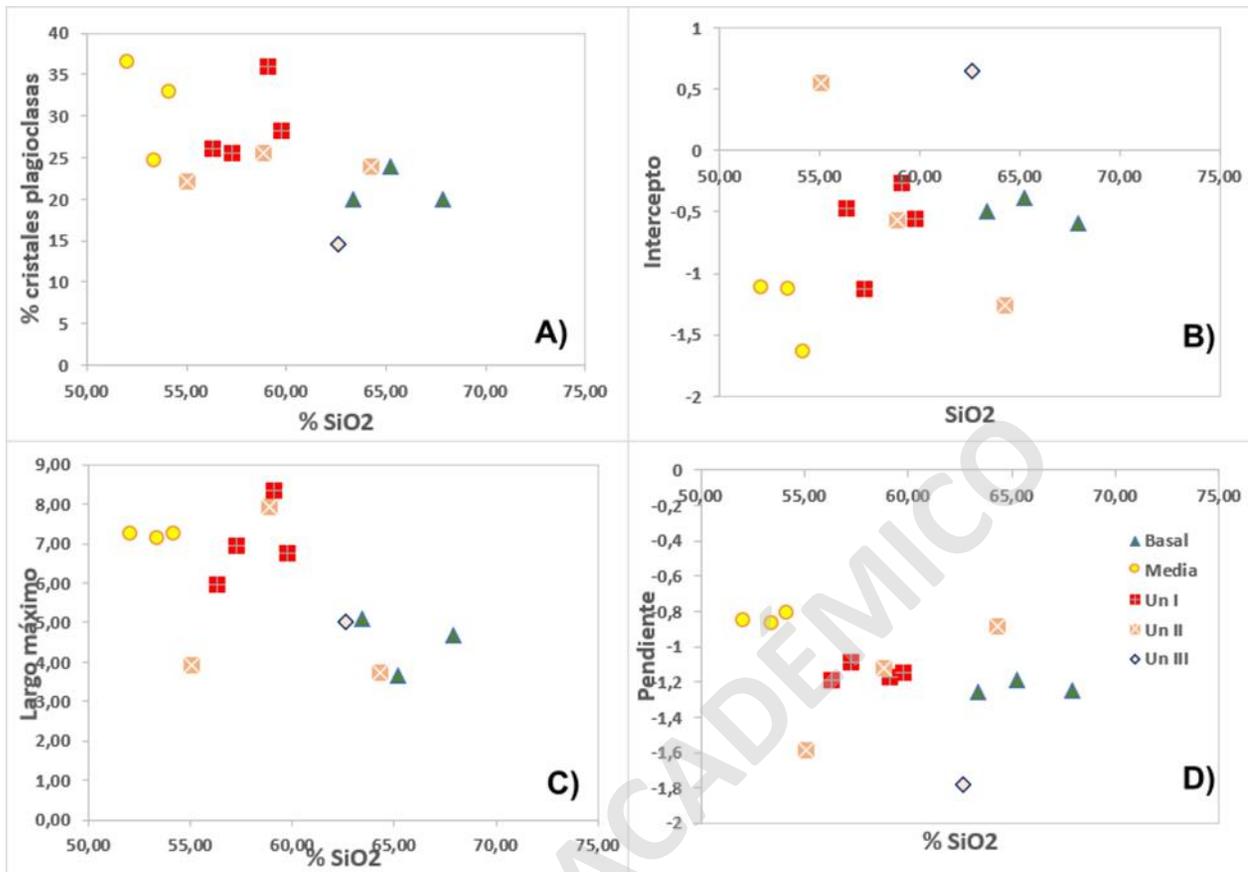


Figura 6.5. Parámetros del CSD v/s SiO₂. Gráficos de los resultados del CSD en los diferentes dominios del PSG. A) Porcentaje de cristales euédrales de plagioclasa v/s SiO₂, B) Intercepto del CSD v/s SiO₂, C) Largo máximo v/s SiO₂, D) Pendiente del CSD v/s SiO₂ (Elaboración propia).

Se puede observar que los parámetros obtenidos del CSD se correlacionan bien con el porcentaje de SiO₂ de los diferentes dominios del PSG. El porcentaje de cristales euédrales de plagioclasas presentan una relación lineal con pendiente negativa con respecto al aumento del SiO₂, mostrando claramente que a medida que aumenta la sílice la cantidad de cristales de plagioclasas van disminuyendo (Figura 6.5a), donde el mayor porcentaje de cristales se concentra en el dominio medio. También se puede apreciar claramente que el intercepto del CSD presenta una relación lineal con pendiente positiva con respecto al porcentaje de SiO₂, indicando que, en el dominio basal, unidad III y en una muestra de la unidad II fue más efectiva la tasa nucleación que la tasa crecimiento o predominó el fraccionamiento cristalino (Figura 6.5b). Siguiendo el mismo camino, el largo máximo de los cristales muestra una relación inversamente proporcional, ya que a medida que aumentamos el porcentaje de SiO₂ los largos máximos de los cristales serán más pequeños (Figura 6.5c), permitiendo un intercepto más elevado (cercano o superior a 0). Por último, la

pendiente nos brinda información complementaria, mostrando un aumento de ella a medida que el porcentaje de SiO₂ aumenta, permitiendo así valores de intercepto más alto, y, por ende, la curva del CSD tendrá un alcance menor indicando una menor cantidad de tamaños grandes de cristales, permitiendo inferir en los dominios más ricos en sílice dominaron procesos magmáticos como fraccionamiento cristalino o sobre enfriamiento (Figura 6.5d).

6.5 Recapitulación.

Con respecto a los resultados obtenidos en los CSD, se puede apreciar claramente que las unidades fueron afectadas por un conjunto de procesos magmáticos, tales como fraccionamiento, acumulación de cristales, y sobre enfriamiento lo que se refleja en las variaciones de las distribuciones, pendiente e intercepto que presenta cada muestra analizada (Figura 6.6; Higgins, 1998; Higgins, 2006).

Al comparar el comportamiento de las diversas unidades con un magma parental (Unidad I; Muestra SG0702) de composición básica-intermedia, se puede apreciar que en el dominio medio ocurrió principalmente el proceso de acumulación de cristales en todas las muestras analizadas, presentando los valores de intercepto y pendiente más bajos, junto con una distribución prácticamente recta dándole un mayor alcance y por ende presentar los tamaños más grandes de cristales de todo el plutón, tal como indica Vinet y Higgins (2010). Por otro lado, este dominio al presentar una disminución de tamaños pequeños y el aumento de los tamaños grandes podría ser representando por un engrosamiento ('CN' coarsening; Higgins, 1998; Vinet y Higgins, 2010). Esta acumulación de plagioclasa podría explicar la pendiente negativa de Sr y Eu en las muestras de las otras unidades y dominios, que pudo estar controlado solamente por las fases de plagioclasa.

En el dominio basal se puede inferir que pudo ser afectado por dos procesos magmáticos en conjunto donde hay muestras que evidencian un fraccionamiento de los cristales de plagioclasa, teniendo pendientes más abruptas e interceptos más altos que la muestras parental, junto con su composición química que es más enriquecida en los elementos trazas incompatibles, y al presentar concavidades en su distribución también pudo verse afectada por mezcla de magmas, tal como Pourkhorsandi (2015) donde las muestras que analizo muestran concavidades hacia arriba principalmente, que al unirlo con el estudio textural y químico se concluye que corresponden a una

mezcla de magma. En este caso, se descarta la mezcla de magma ya que no hay cambios químicos notorios en este dominio y texturas que indiquen este proceso.

Con respecto a la Unidad III del dominio principal, todas las muestras presentan los valores más bajos en cuanto a tamaños de cristales (alcance bajo), las distribuciones y pendientes más abruptas o pronunciadas, junto los valores más alto en cuanto al intercepto del CSD, también al ser la unidad que presenta la textura más fina del dominio principal, al encontrarse en los bordes del plutón y las variaciones que presentan las curvas de su CSD se podría deducir que el proceso que ocurrió fue un sobre enfriamiento, tal como Garrido (2001) infiere que cuando hay una mayor tasa de enfriamiento las pendientes del CSD son abruptas y con interceptos más altos que suelen encontrarse en las zonas más alejadas del punto donde se produce o mantiene la temperatura. Las muestras de la Unidad II tienen un comportamiento errático en su distribución lo que no permite diferenciar que proceso domino en esta unidad, pero debido a los cambios que tiene en su distribución, intercepto y pendiente, se puede inferir que ocurrieron levemente los procesos de fraccionamiento al aumentar la pendiente e intercepto y/o acumulación de cristales al presentar disminución en su pendiente e intercepto (Vinet y Higgins, 2010) o tal como explica Cashman y Marsh (1988), Marsh (1998) simplemente serian variaciones en la tasa de enfriamiento ya que presenta una químicas muy similar a la unidad III pero con diferencias en los parámetros de sus CSD. Con respecto a la Unidad I es la que tiende a presentar un CSD mucho más homogéneo en cuanto alcance, pendiente e intercepto con una distribución prácticamente lineal, lo que nos indicaría una cristalización “normal”, sin presentar cambios fisicoquímicos muy importantes, donde las muestras presentan un leve aumento en su pendiente pudiendo representar un leve fraccionamiento cristalino.

Desde los gráficos de pendientes e intercepto (Figura 4.9) no se puede deducir o inferir ningún proceso magmático específico, pero si se pueden apoyar las teorías de la inferencia de procesos, demostrando las relaciones que se crean cuando se grafican estos parámetros uno contra otro, apoyando la noción de que, al aumentar el tamaño de los cristales, va a disminuir la pendiente del CSD y por ende el valor del intercepto dará un valor más bajo, reflejando un proceso de acumulación de cristales en la unidad magmática, o de forma inversa, aumentando la pendiente con una presencia muy baja de cristales de gran tamaño, dando un valor más alto al intercepto, reflejando un proceso de fraccionamiento cristalino (ej: Garrido, 2001; Marsh 1998).

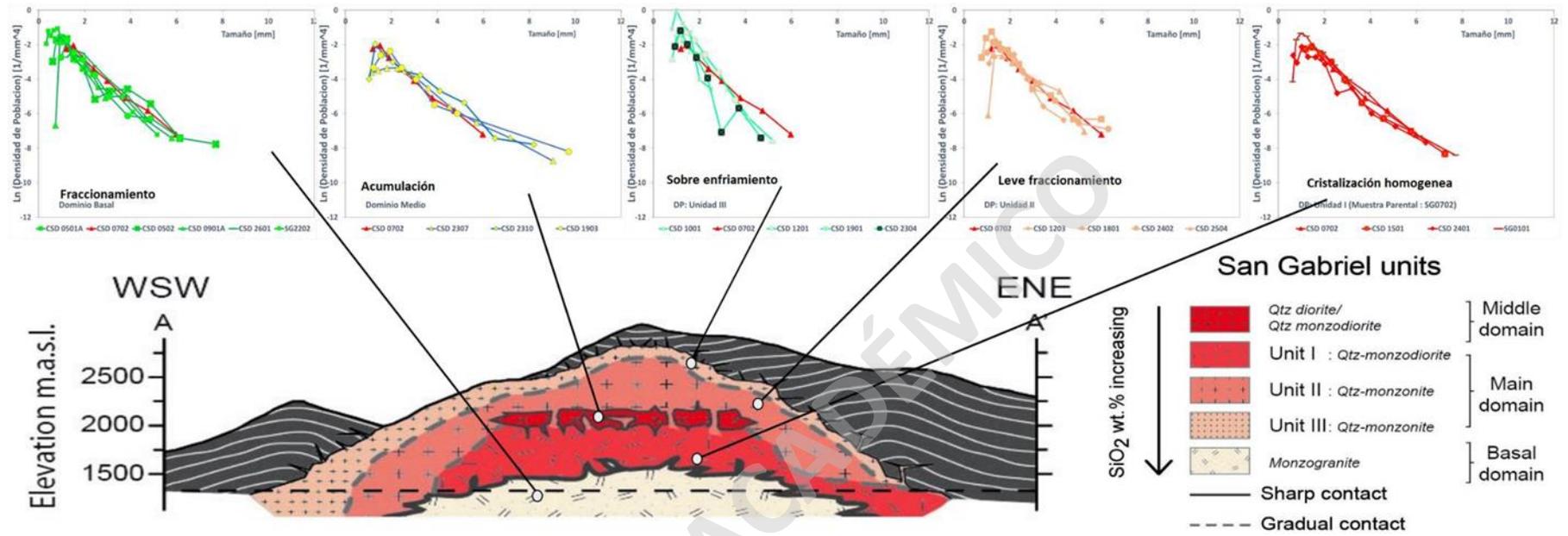


Figura 6.6. Mapa conceptual del PSG. Se identifica el proceso magmático inferido desde el CSD a cada dominio del PSG (Extraída y modificada de Payacán (2021)).

6.6 Interpretación de las correlaciones observadas.

Los resultados obtenidos nos indican que ocurrieron procesos de diferenciación magmática mientras el PSG se emplazaba y cristalizaba en la corteza superior. Para cada muestra se pudo identificar un proceso magmático dominante que se correlaciona positivamente con la geoquímica. Por otro lado, basándose en los resultados del CSD y los análisis de cortes transparentes se puede apoyar la teoría propuesta por Payacán (2021), donde expone que las unidades derivaron de un magma parental común que sufrió procesos de diferenciación a partir de la cristalización fraccionada permitiendo entregar a cada dominio magmático las características anteriormente descritas.

En el dominio principal, la unidad I que es de composición “intermedia” fue la comenzó a diferenciarse a través de la cristalización fraccionada donde principalmente fraccionó la fase de plagioclasa, empobreciendo el fundido en elementos compatibles con esta fase, tal como Eu y Sr en los elementos trazas y CaO, Al₂O₃ Na₂O en elementos mayores. La unidad II presenta variados tamaños de cristales, su química presenta un rango menor de SiO₂ que la unidad I, pero con más variaciones en su distribución, pendiente e intercepto y no da muestras claras de un proceso magmático específico, hay muestras de esta unidad que indicarían un leve fraccionamiento de cristales y una muestra que indicaría una acumulación, por lo que se puede inferir que sufrió una mezcla de estos procesos, pero ya que la composición de elementos mayores y elementos menores no presentan gran variación en estas unidades (I, II) podría deberse solo a diferencias en sus tasas de enfriamiento o que ambas tuvieron una cristalización en equilibrio o cercana a ella. La unidad III contiene los tamaños de cristales más pequeños de todo el plutón, una química más diferenciada en cuanto a elementos incompatibles y con cristales principalmente de forma anhedral y subhedral. Los parámetros del CSD indican un alcance menor, una pendiente más pronunciada (menor tasa de crecimiento) y un intercepto alto (tasa de nucleación alta), los que indicarían un proceso de sobre enfriamiento, donde dominó la tasa de nucleación por sobre la tasa de crecimiento, generando la ausencia de cristales grandes y la predominancia de los tamaños pequeños, siendo consistente con su posición al ser la unidad más externa y estar en contacto directo con la roca caja. El dominio medio es el que presenta la mayor cantidad de cristales euhedrales de plagioclasas presentes y los mayores tamaños de cristales, donde los parámetros del CSD muestran una pendiente suave, un gran alcance y un intercepto menor indicando una tasa de crecimiento mayor a la tasa de

nucleación, donde ocurrió el proceso de acumulación cristalina. La química estudiada también indica que esta unidad es la más básica de todas y la primera en cristalizar, presentando bajos porcentajes de sílice (hasta 54wt.%) y bajas concentraciones de elementos incompatibles (Ba, Rb, Th), por otro lado, la alta cantidad de elementos trazas como Sr y Eu, y en elementos mayores como Al_2O_3 y CaO que presenta este dominio en comparación a los otros se puede asociar a la acumulación de plagioclasa principalmente, la que puede llegar a integrar en su estructura cristalina estos elementos. También tiene una alta concentración de MgO, que podría atribuirse a la acumulación del clinopiroxeno en simultaneo con la plagioclasa. Por último, el dominio basal es el que presenta mayores variaciones en cuanto a los tamaños de plagioclasas de forma anhedral y subhedral, también el mayor porcentaje de sílice (hasta 74wt. %) y la mayor concentración de elementos incompatibles (Ba, Rb, Th) por lo que debió ser el último en cristalizar. Los parámetros de su CSD presentan pendientes suaves (tasa de cristalización baja a moderada), pero menores a las del magma parental, sus distribuciones son mucho más variadas, donde todas las muestras de esta unidad presentan concavidades y un alcance menor excepto una (CSD0502). La geoquímica más diferenciada, las concavidades presentes en su distribución, y las estructuras que presenta como los diques leucocráticos permiten inferir que este dominio podría corresponder al magma residual proveniente de los otros dominios que cristalizaron y se fraccionaron primero, permitiendo dar las altas concentraciones de elementos incompatibles, y generar las texturas porfídicas, seriadas y poiquilítica que presenta este dominio.

7. CONCLUSIONES

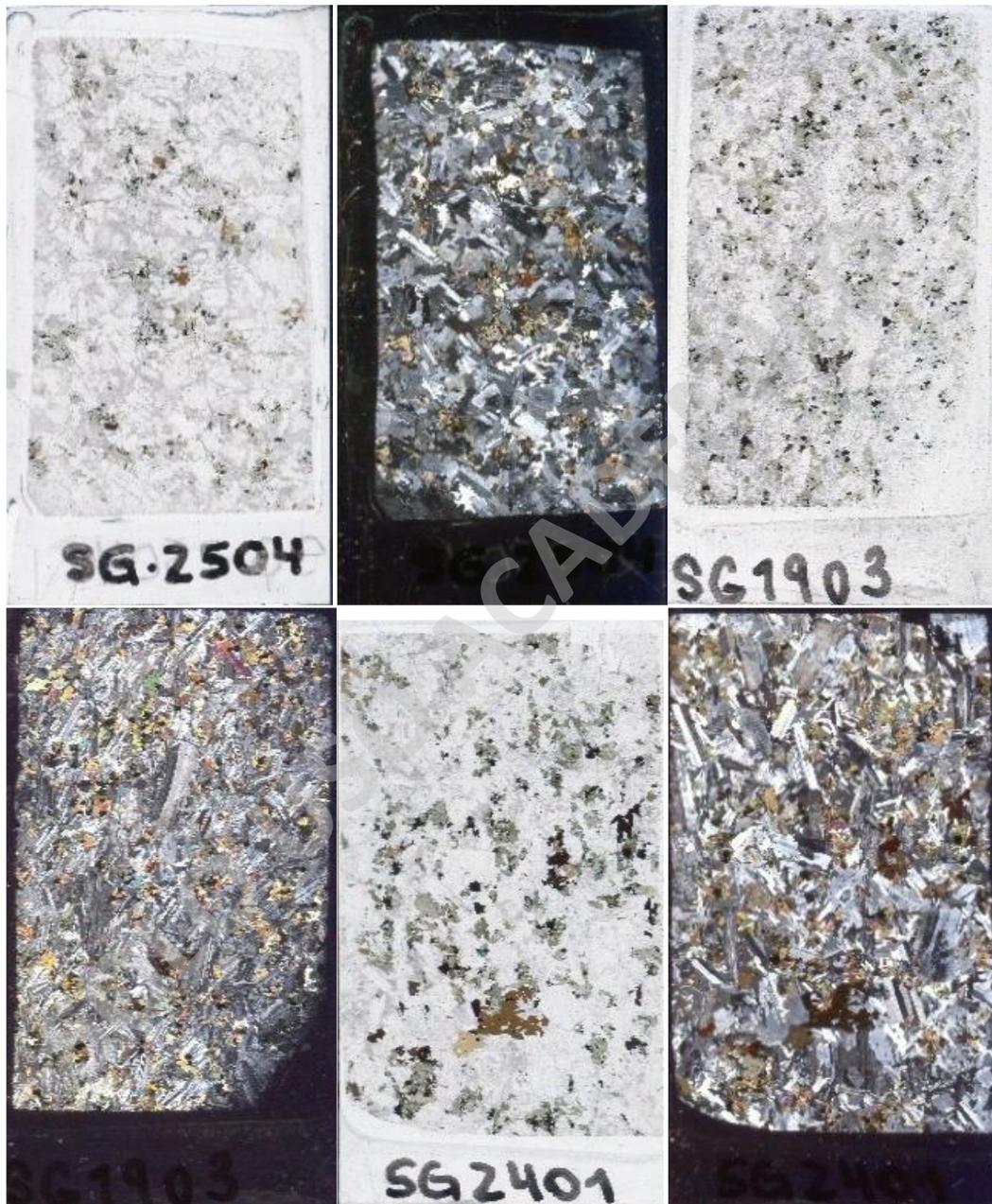
Los resultados obtenidos son consistentes con que el plutón San Gabriel fue una cámara magmática somera, donde ocurrieron procesos de diferenciación a nivel de emplazamiento, y que las unidades magmáticas definidas se originan desde un magma parental de composición intermedia que paso por procesos de diferenciación magmática, tales como acumulación de cristales, segregación de fundidos evolucionados y sobre enfriamiento, dando origen a las estructuras y heterogeneidades litológicas y geoquímicas que este presenta.

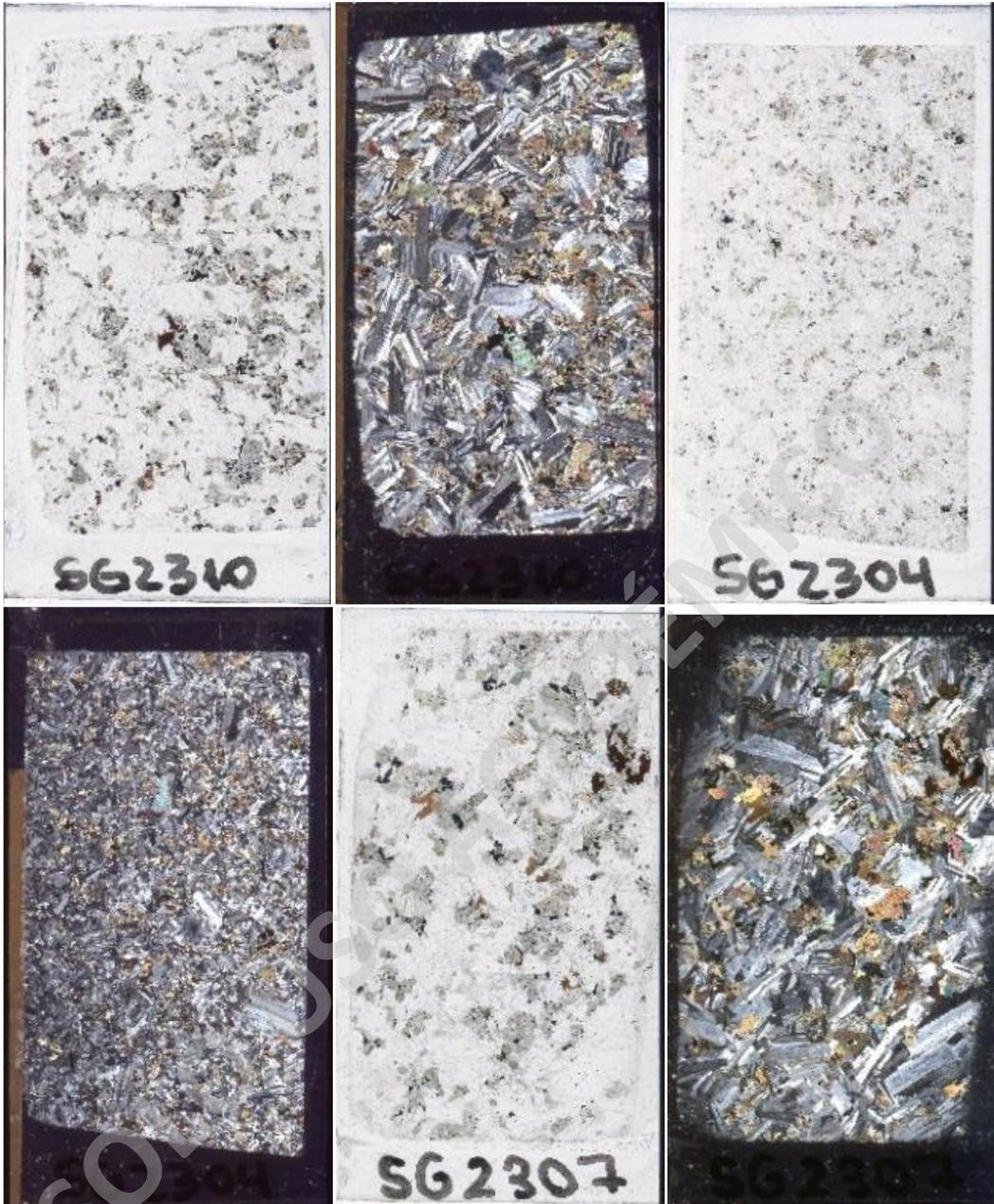
La geoquímica de los dominios magmáticos se complementa positivamente con el análisis cuantitativo del CSD, permitiendo inferir los procesos magmáticos que ocurrieron en cada dominio, apoyando a través de un estudio petrográfico cuantitativo la teoría de que pueden ocurrir procesos de diferenciación magmática en niveles someros, los que pueden generar fluidos residuales silíceos que posteriormente se redistribuyen y cristalizan generando las rocas intrusivas félsicas de la corteza superior.

Los procesos magmáticos que se pudieron deducir desde este análisis son acumulación o engrosamiento de cristales, que dominó específicamente en el dominio medio, seguido por el sobre enfriamiento en la unidad III, junto con enfriamiento y leve fraccionamiento de la unidad II, y por último el fraccionamiento cristalino que se puede inferir de las muestras del dominio basal del plutón San Gabriel. De este modo, se puede afirmar que tan solo el proceso de cristalización fraccionada puede permitir generar desde un solo magma parental o desde una cámara magmática, diferentes tipos de litologías, texturas y estructuras magmáticas en niveles someros de la corteza, ayudando a generar la variedad de composiciones que conforman a la corteza continental superior.

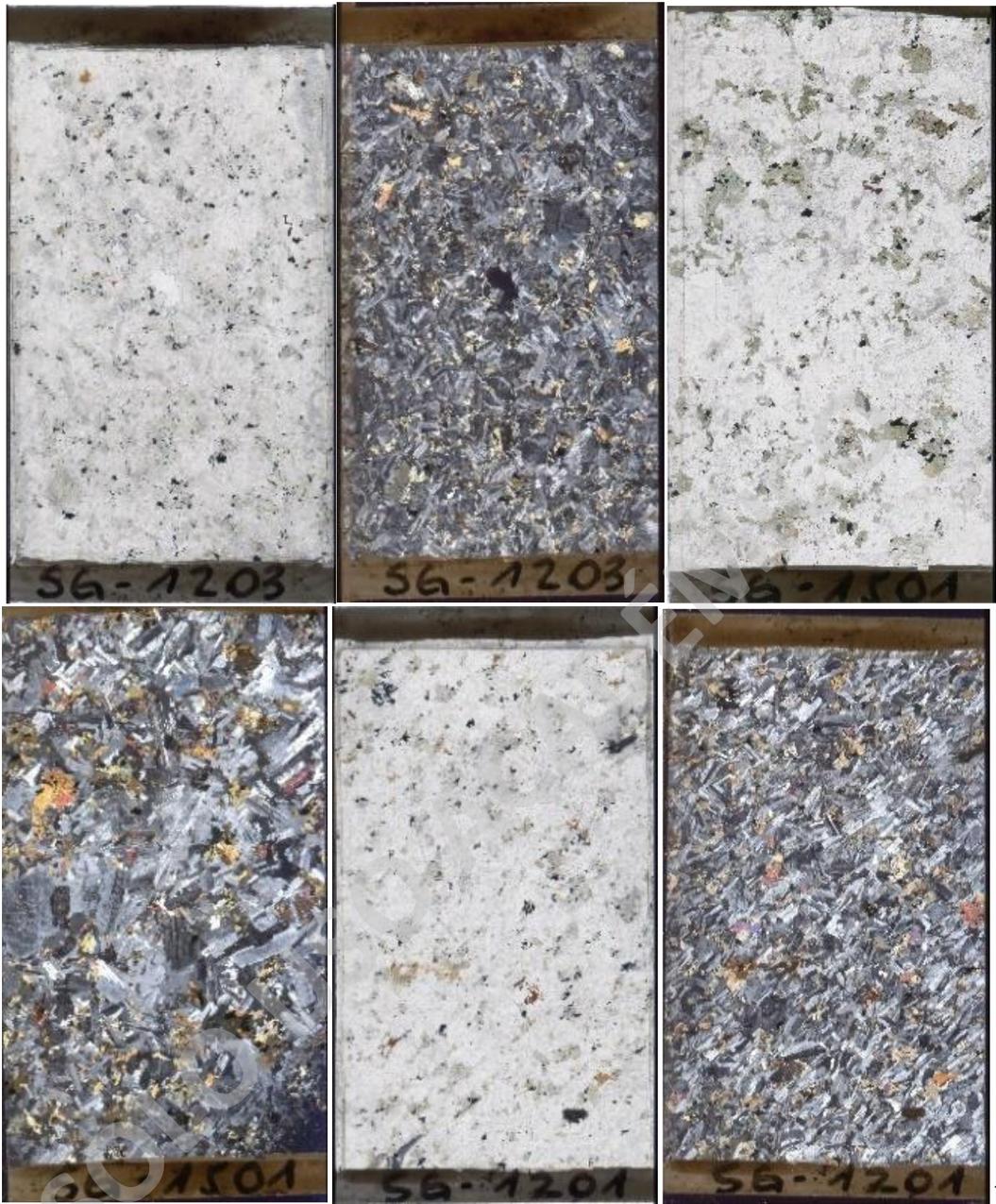
8. ANEXOS

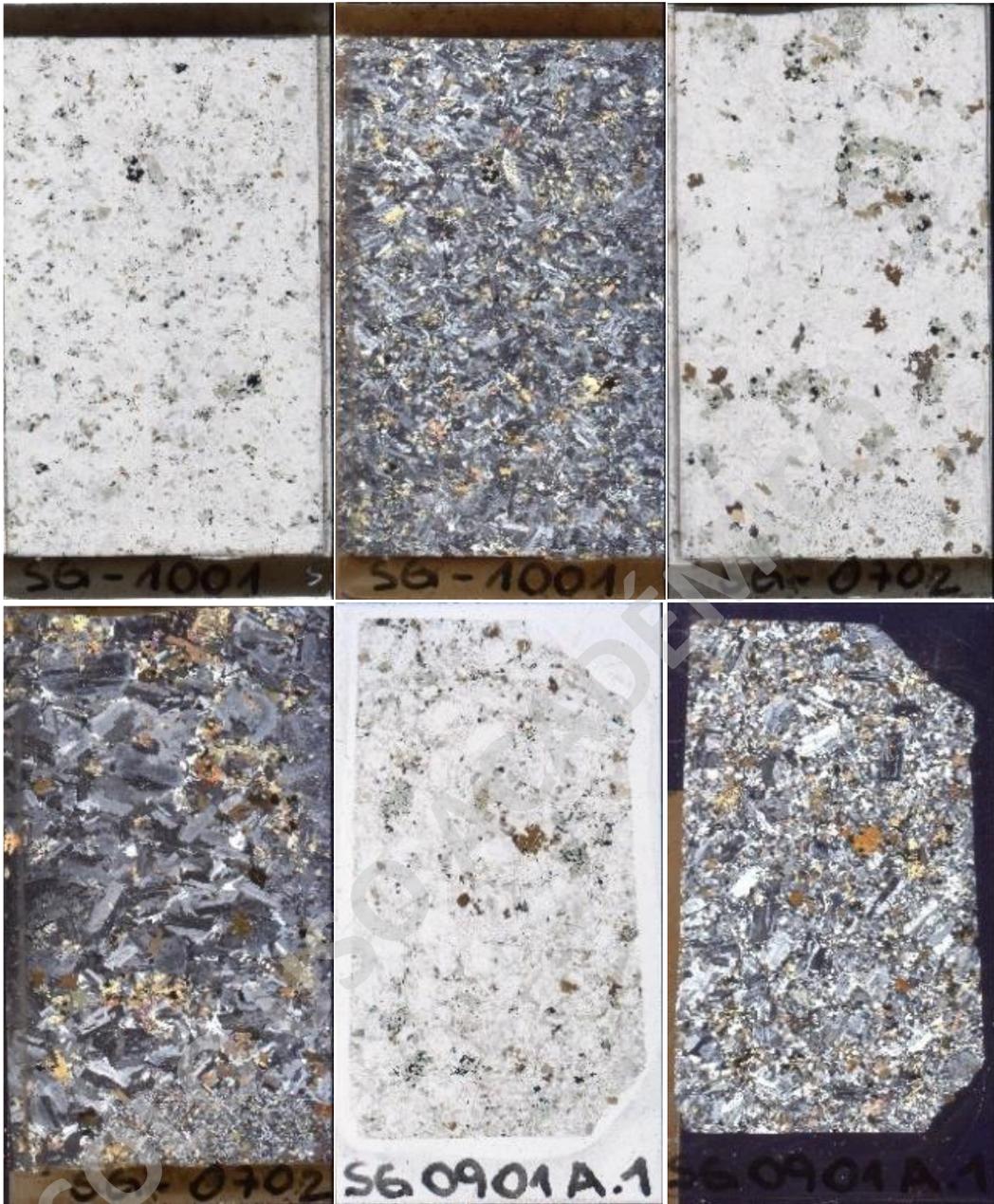
Anexo 1. Imágenes digitales de los cortes transparentes los cuales se analizaron a través del CSD.

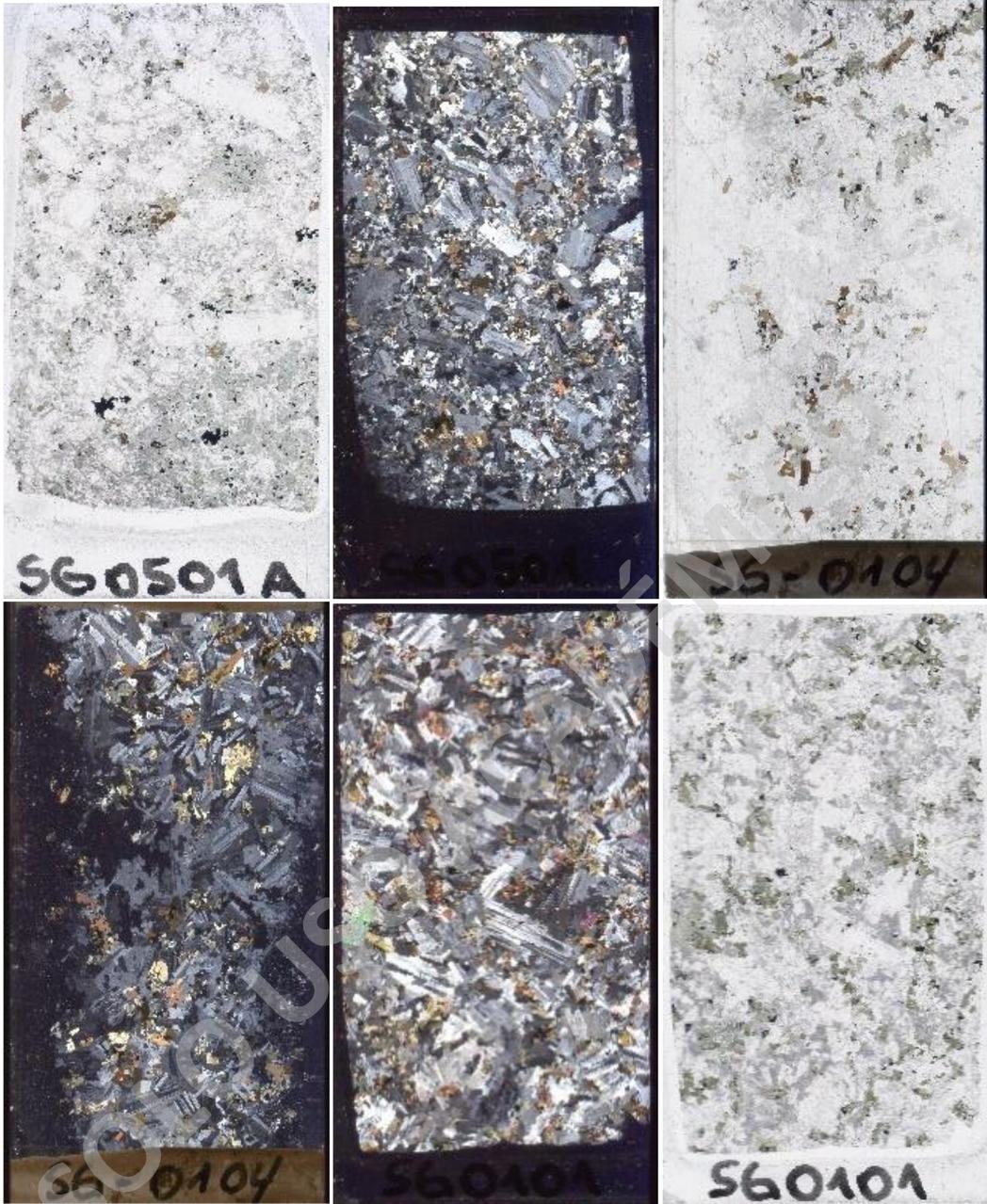


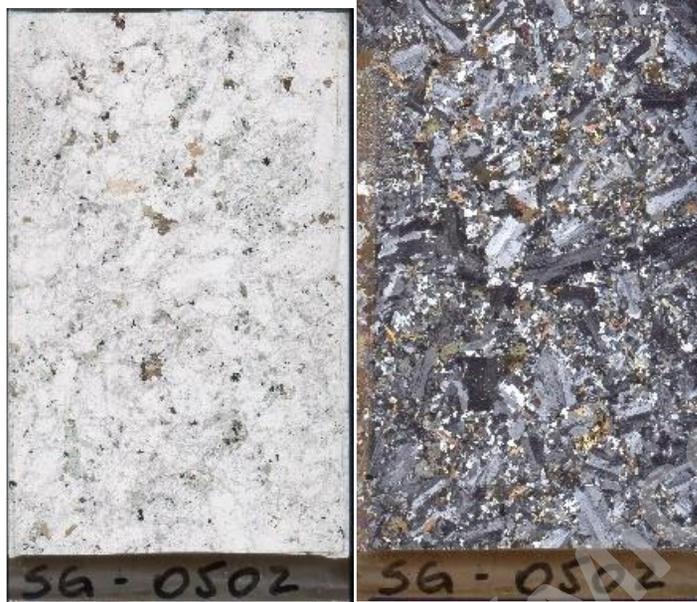






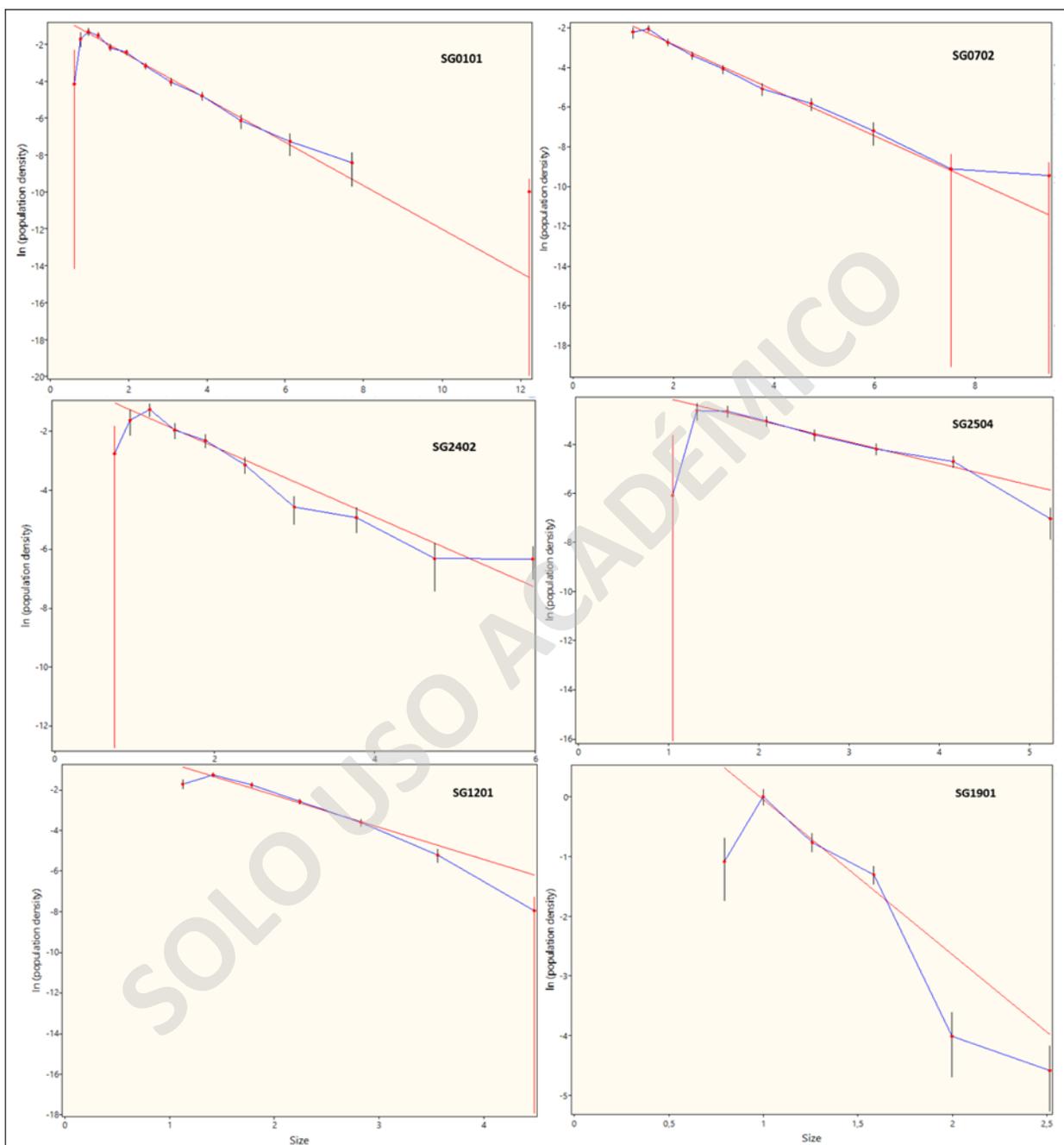






SOLO USO ACADÉMICO

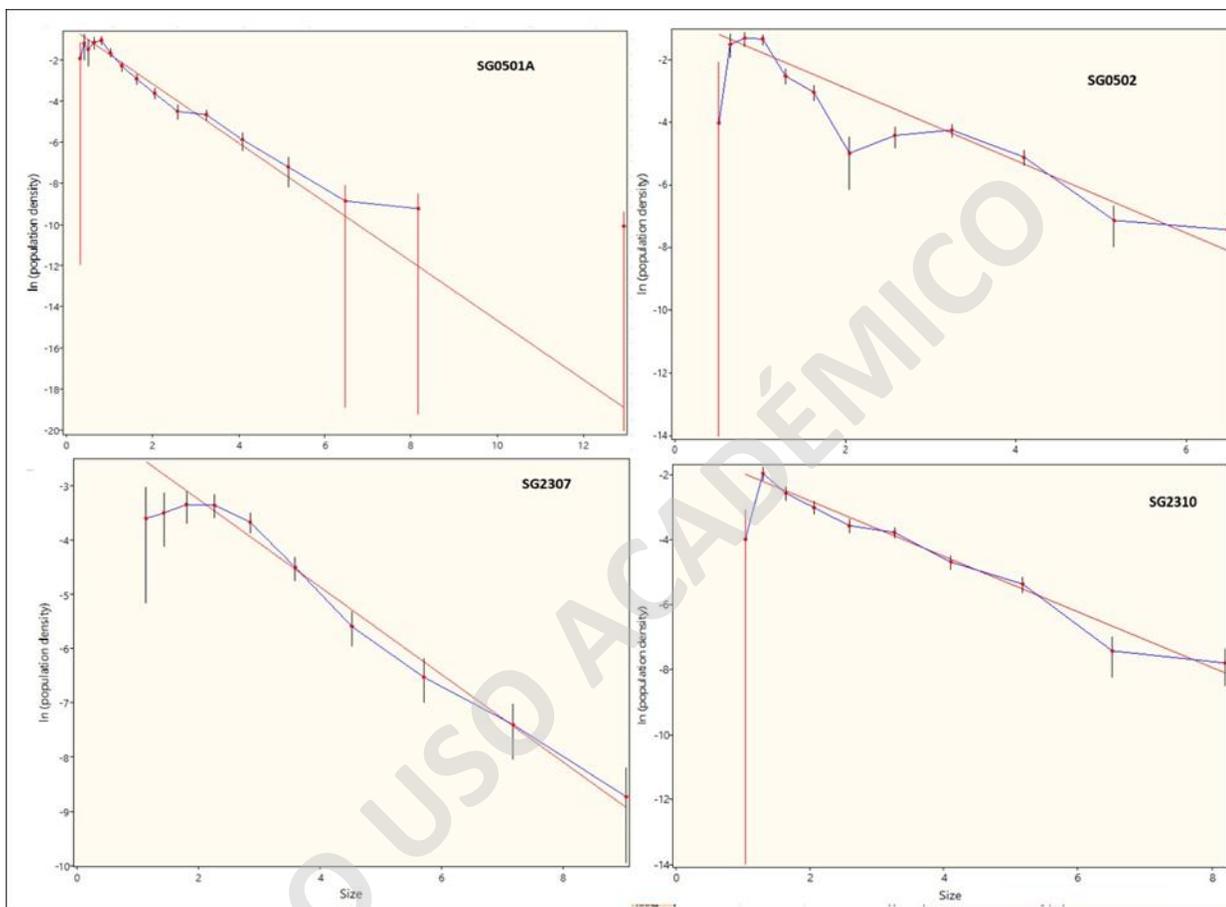
**Anexo 2. Gráficos de Crystal Size Distribution obtenidas desde el programa *CSDCorrections*
1.6. Se muestran el dominio principal con sus 3 unidades.**



Anexo 3. Gráficos de Crystal Size Distribution obtenidas desde el programa

CSDCorrections

1.6. Graficas del dominio basal y el dominio medio con sus muestras más representativas



9. REFERENCIAS

- Annen, C. (2009). From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3–4), 409–416. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006>
- Bachmann, O., y Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565–1582. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh019>
- Bachmann, O., y Huber, C. (2019). The Inner Workings of Crustal Distillation Columns; The Physical Mechanisms and Rates Controlling Phase Separation in Silicic Magma Reservoirs. *Journal of Petrology*, 60(1), 3–18. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy103>
- Brown, M. (1994). The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Reviews*, 36(1–2), 83–130. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90009-4)
- Brown, M. (2004). The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens. En *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* (Vol. 95, Números 1–2, pp. 35–48). <https://doi.org/10.1017/s0263593300000900>
- Brown, M. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: Mechanisms and consequences. En *Journal of the Geological Society* (Vol. 164, Número 4, pp. 709–730). <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-171>
- Brown, M. (2013). Granite: From genesis to emplacement. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(7–8), 1079–1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., y Blundy, J. D. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331). <https://doi.org/10.1126/science.aag3055>
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R., y Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic

inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00009-3)

Charrier, Reynaldo, Farías, M., y Makshev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.

Charrier, Reynaldo, Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/goch.3>

Cruden, A. R. (2006). Emplacement and growth of plutons: implications for rates of melting and mass transfer in continental crust. En *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*.

Diener, J. F. A., y Fagereng, Å. (2014). The influence of melting and melt drainage on crustal rheology during orogenesis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(8), 6193–6210. <https://doi.org/10.1002/2014JB011088>

Eddy, M. P., Bowring, S. A., Miller, R. B., y Tepper, J. H. (2016). Rapid assembly and crystallization of a fossil large-volume silicic magma chamber. *Geology*, 44(4), 331–334. <https://doi.org/10.1130/G37631.1>

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J., y Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° - 35°S). *Tectonics*. <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>

Fock, A., y Charrier, R. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34° S. En *Departamento de Geología*.

Garibaldi, N., Tikoff, B., Schaen, A. J., y Singer, B. S. (2018). Interpreting Granitic Fabrics in Terms of Rhyolitic Melt Segregation, Accumulation, and Escape Via Tectonic Filter Pressing in the Huemul Pluton, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,

123(10), 8548– 8567. <https://doi.org/10.1029/2018JB016282>

Garrido, C. J., Kelemen, P. B., y Hirth, G. (2001). Variation of cooling rate with depth in lower crust formed at an oceanic spreading ridge: Plagioclase crystal size distributions in gabbros

SOLO USO ACADÉMICO

from the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(10).
<https://doi.org/10.1029/2000GC000136>

Gelman, S. E., Gutiérrez, F. J., y Bachmann, O. (2013). On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, 41(7), 759–762. <https://doi.org/10.1130/G34241.1>

Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., y 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)

Gutiérrez, F., Payacán, I., Szymanowski, D., Guillong, M., Bachmann, O., y Parada, M. A. (2018). Lateral magma propagation during the emplacement of La Gloria Pluton, central Chile. *Geology*, 46(12), 1051–1054. <https://doi.org/10.1130/G45361.1>

Handy, M. R., Mulch, A., Rosenau, M., y Rosenberg, C. L. (2001). The role of fault zones and melt agents of weakening, hardening and differentiation of the continental crust: A synthesis. *Geological Society Special Publication*, 186, 305–332. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.186.01.18>

Higgins, M. D. (2000). Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, 85(9), 1105–1116. <https://doi.org/10.2138/am-2000-8-901>

Higgins, Michael D. (2002). Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans. *American Mineralogist*, 87(1), 171–175. <https://doi.org/10.2138/am-2002-0118>

Higgins, Michael D. (2006). Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal or fractal crystal size distributions from 2D datasets. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1–2), 8–16. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.015>

Higgins, Michael D., y Roberge, J. (2003). Crystal size distribution of plagioclase and amphibole from Soufrière Hills Volcano, Montserrat: Evidence for dynamic crystallization-textural coarsening cycle. *Journal of Petrology*, 44(8), 1401–1411. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.8.1401>

Higgins, Michael D., y Roberge, J. (2007). Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and

SOLO USO ACADÉMICO

geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(3), 247–260.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.12.002>

Lee, C. T. A., y Morton, D. M. (2015). High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 409, 23–31.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.040>

Llambías, E. J. (2001). Geología de los cuerpos ígneos. *Instituto Superior de Correlación Geológica*.

Mahlburg Kay, S., y Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slabs. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39–57. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00005-6](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00005-6)

Maksymowicz, A. (2015). The geometry of the Chilean continental wedge: Tectonic segmentation of subduction processes off Chile. *Tectonophysics*, 659, 183–196.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007>

Marsh, B. D. (1996). Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1996.060.398.03>

Marsh, B. D. (1998). On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39(4), 553–599. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.4.553>

Marsh, B. D. (2015). Magma Chambers. En *The Encyclopedia of Volcanoes*.
<https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00008-0>

Marsh, B. D. (2007). Crystallization of silicate magmas deciphered using crystal size distributions. *Journal of the American Ceramic Society*, 90(3), 746–757.
<https://doi.org/10.1111/j.1551-2916.2006.01473.x>

Morgan, D. J., y Jerram, D. A. (2006). On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.016>

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirr, L., Olov Nyström, J., Féraud, G., y Demant, A.

(2006). Abanico East Formation: Petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the

SOLO USO ACADÉMICO

Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista Geologica de Chile*, 33(1), 109–140. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082006000100005>

Payacán, Ítalo 2021. Emplazamiento y evolución composicional de reservorios de magmas someros en arcos contraccionales: el caso del plutón San Gabriel en los Andes de Chile central(33.8°S). Tesis doctoral. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., y Vigneresse, J. L. (2000). Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. En *Nature*. <https://doi.org/10.1038/35047000>

Ramos, V. A. (1989). The birth of southern South America. *American Scientist*, 77(5), 444–450.

Schaen, A. J., Cottle, J. M., Singer, B. S., Brenhin Keller, C., Garibaldi, N., y 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>

Vigneresse, J. L., y Clemens, J. D. (2000). Granitic magma ascent and emplacement: Neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.01>

Vinet, N., y Higgins, M. D. (2010). Magma solidification processes beneath Kilauea volcano, Hawaii: A quantitative textural and geochemical study of the 1969-1974 Mauna Ulu Lavas. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq020>

Zieg, M. B. D. (2002). Crystal size distributions and scaling laws in the quantification of igneous textures. *Journal of Petrology*, 43(1), 85–101. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.1.85>