



**UNIVERSIDAD
MAYOR**

FACULTAD DE CIENCIAS, INGENIERÍA Y TECNOLOGÍA

Escuela de Geología

**QUÍMICA MINERAL DEL STOCK YERBA LOCA, CHILE CENTRAL (33.30 –
33.32°S): ESTABLECIMIENTO DE VARIABLES INTENSIVAS Y PROCESOS DE
SEGREGACIÓN MAGMÁTICA**

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

JAVIERA MUÑOZ SÁNCHEZ

PROFESOR GUÍA:

DR. ITALO PAYACÁN PAYACÁN

COMISIÓN:

DR. PABLO MOLINA CANCINO

DR. EDUARDO MORGADO BRAVO

SANTIAGO, CHILE

DICIEMBRE, 2023

RESUMEN.

El magmatismo Mioceno en Chile central (33-34°S) estuvo dominado por una intensa actividad volcánica de composición variable (basaltos a riolitas) registrada en los más de 5000 m de sucesiones volcánicas con facies sedimentarias subordinadas de la Fm. Abanico y Fm. Farellones. Adicionalmente, una serie de intrusivos dioríticos y graníticos, emplazados entre 15-10 Ma, intruyeron dichas sucesiones volcánicas en niveles superiores de la corteza.

De acuerdo con estudios previos basados en datos de fábricas magmáticas y geocronología (e.g., plutón La Gloria y La Obra), algunos intrusivos de Chile Central podrían representar canales subhorizontales de magma emplazados a través de zonas de debilidad de la corteza deformada. Se ha propuesto que, asociados a estos, existirían zonas de ascenso de magma desde niveles más profundos de la corteza, representando conductos verticales ligados a grandes yacimientos de Cu-Mo. Evidencia de estos conductos de ascenso relativamente rápido son los intrusivos máficos con firmas isotópicas afines a señales mantélicas, como las del Stock Yerba Loca.

En este trabajo, se presentan datos de análisis mineral efectuados en el Stock Yerba Loca, ubicado en la Cordillera Principal de Chile central, 30 km al noreste de Santiago, con el fin de identificar los procesos magmáticos ocurridos en el reservorio y estimar las profundidades de emplazamiento del magma durante su trayecto a través de la corteza. Mediante análisis semicuantitativos utilizando SEM-EDS se determinó la química mineral de las principales fases que conforman al stock (plagioclasa, piroxeno y olivino subordinado), la cual se utilizó para determinar las condiciones intensivas de cristalización (presión y temperatura), con el método de Wang et al., (2021), correspondiente a un geotermómetro y geobarómetro basado en cristales de clinopiroxeno. Los resultados indican una cristalización entre 1034 a 1292 °C, las estimaciones de presión muestran que los clinopiroxenos del stock se equilibraron bajo presiones entre 1 y 6 kbar.

Se sugiere que las unidades máficas del stock representan magmas que ascendieron de manera casi directa desde niveles profundos de la corteza (1-30 km), los cuales representarían pulsos emplazados a través de conductos verticales, y que prepararon termalmente la corteza para hospedar los reservorios diferenciados y voluminosos del sistema plutónico.

SOLO USO ACADÉMICO

A Manuel, mi tata

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi profesor Ítalo, por todo su apoyo y dedicación desde el día que empezó este trabajo, fue quien me guio, motivó y ayudó con el mismo entusiasmo de siempre, sin su sabiduría y apoyo esto no hubiese sido posible.

En segundo lugar, agradecer profundamente a mi familia por estar conmigo en este largo camino que significó la universidad, me apoyaron siempre, desde pequeña hasta el día de hoy y nunca dudaron de mis capacidades y conocimientos. Nada de esto hubiese sido posible sin ustedes. Gracias, mamá y papá POR TODO, por guiarme y enseñarme tanto a lo largo de mi vida, gracias yaya por siempre haber estado atenta a cuando estudiaba para que no pasara frío y a que durmiera, aunque fuese un poco, gracias también a cada miembro de mi familia que vez que me veían me preguntaban cómo iban los estudios y la tesis.

Agradezco profundamente a las lindas personas que me entregó la U. Seba, lejos el mejor compañero de vida que pude encontrar, infinitas gracias por tu amor incondicional, por cada palabra de aliento, por las risas que me sacaste en momentos de estrés y por las tardes de estudio acompañadas de un té con galletas. También a mis amigos Morry y Martín Márquez, por las juntas de estudio que eran más de cahuín y risas, por sus palabras de aliento y su compañía durante estos años, mis amigas Maca y Nacha por su contención y chascarros en los terrenos y también fuera de la universidad, mis amigos Rorro y Sergio, gracias a todos por cada junta y por ser con quienes compartí tantos buenos momentos.

También gracias a mi amiga Guise, por tu motivación diaria y por las juntas en la escalera a conversar de la vida, al Nacho, Basti y Mario por las juntas y alegrías entregadas cada vez que los veo, gracias por sacarme de la rutina de la universidad y por sacarse tan buenos carretes.

Para finalizar;

Financiamiento: Proyecto FONDECYT N° 1180577, gracias por financiar mi memoria de título.

Tabla de contenido

1 Introducción.....	15
1.1 Reservorios magmáticos en la Corteza Superior	15
1.1.1 Mecanismos de ascenso y emplazamiento	16
1.1.2 Origen de magmas basálticos a intermedios.....	19
1.1.3 Modelos de desarrollo de reservorios de magma basálticos: Tanques fundidos y tipo <i>mush</i>	20
1.1.3.1 Diferenciación Magmática.....	22
1.2 Segregación de fundidos residuales y formación de cumulos en reservorios magmáticos.....	23
1.2.1 Mecanismos y factores de separación cristales-fundido y estructura de reservorios.....	23
1.2.2 Cumulos cristalinos.....	24
1.3 Geotermobarometría de sistemas magmáticos: estado del arte	25
1.3.1 Termómetros y barómetros para rocas plutónicas.	26
1.3.1.1 Termómetro Olivino – Clinopiroxeno.	26
1.3.1.2 Termómetro Ortopiroxeno – Clinopiroxeno.....	26
1.3.1.3 Termómetro saturación de Circones.	27
1.3.1.4 Termómetro y Barómetro Óxidos de Fe-Ti.	28
1.3.1.5 Termómetro y Barómetro Clinopiroxeno	28
1.3.1.6 Barómetro Anfíbol	29
1.4 Antecedentes Geológicos del Stock Yerba Loca	30
1.4.1 Generalidades	30
1.4.2 Antecedentes petrológicos	31
1.4.2.1 Unidad La Leonera.....	32

1.4.2.2	Unidad La Cruz.....	33
1.4.2.3	Unidad La Parva.....	33
1.4.2.4	Unidad Villa Paulina.....	33
1.4.2.5	Estructuras magmáticas.....	34
1.4.2.5.1	Diques Leucocráticos.....	34
1.4.2.5.2	Diques Máficos.....	35
1.4.2.5.3	Budines.....	35
1.4.3	Características geoquímicas.....	36
1.4.4	Antecedente de ascenso de magma transcortical en las cercanías del Stock Yerba Loca.....	41
1.5	Formulación de la problemática.....	43
1.6	Hipótesis.....	44
1.7	Objetivos.....	44
1.7.1	Objetivo general.....	44
1.7.2	Objetivos específicos.....	44
1.8	Metodología.....	45
1.8.1	Campañas de terreno.....	45
1.8.2	Análisis petrográfico (obj. 1 y 2).....	46
1.8.3	Análisis SEM – EDS (obj. 1, 2 y 3).....	46
1.8.4	Estudios de geotermobarometría (obj. 1).....	47
2.	Resultados: Petrografía y Química mineral del Stock Yerba Loca.....	48
2.1	Introducción.....	48
2.2	Petrografía.....	49
2.3	Texturas principales.....	56
2.3.1	Texturas indicativas de jerarquía de cristalización.....	57

2.3.2	Textura de desequilibrio	59
2.4	Química mineral del Stock Yerba Loca.....	60
2.5	Resultados de la química mineral	62
2.5.1	Feldespatos	62
2.5.2	Piroxenos	64
2.5.3	Olivinos.....	67
3.	Resultados. Geotermobarometría	68
3.1	Geotermobarometría de Clinopiroxeno: método de Wang et al. (2021). ...	68
4.	Discusión.....	75
4.1	Relación genética entre unidades del Stock Yerba Loca	75
4.1.1	Magmatismo máfico temprano.	78
4.1.1.1	Budines y La Leonera	78
4.1.1.2	La Cruz y La Leonera	79
4.1.1.3	Modelo de fraccionamiento de la Unidad Máfica.....	81
4.1.2	Magmatismo intermedio tardío.....	81
4.2	Condiciones intensivas de emplazamiento del Stock Yerba Loca.	82
4.3	Modelo conceptual del emplazamiento y evolución magmática del Stock Yerba Loca.....	84
5.	Conclusión.....	88
	Referencias.....	89
	Anexos.....	98
7.1	Descripciones petrográficas de las muestras utilizadas en la sección de resultados; Descripción petrográfica y textural de las rocas que componen al Stock Yerba Loca y muestras utilizadas en SEM para la obtención de la química mineral.....	98

7.2	Tablas con la química mineral de las plagioclasas presentes en las rocas del Stock Yerba Loca.....	105
7.3	Tablas con la química mineral de los clinopiroxenos presentes en las rocas del Stock Yerba Loca.....	107
7.4	Tabla con la química mineral de los ortopiroxenos presentes en las rocas del Stock Yerba Loca.....	109
7.5	Tabla con la química mineral de los olivinos presentes en las rocas del Stock Yerba Loca.....	109
7.6	Tablas con los resultados de la Presión y Temperatura de cada clinopiroxeno presente en las rocas del Stock Yerba Loca según el método de Wang et al. (2022).....	110
7.7	Resumen congreso geológico 2023 (XVI CGCh)	112

ÍNDICE DE FIGURAS.

- Fig. 1: Representación gráfica del cambio de composición y viscosidad del fluido intersticial, respecto a la posición o cristalinidad en un frente de solidificación. Tomada de Payacán, 2015; Marsh, 2006..... 15
- Fig. 2: Relación espacial de cuerpos plutónicos con estructuras de la roca de caja en Wichita Mountains – USA, donde se observa que el techo de los intrusivos gabroicos coincide con contacto entre el basamento metamórfico (GMLC) y las lavas riolíticas que lo sobreyacen (Carlton Rhyolite), sin embargo, los intrusivos graníticos (Mount Scott Granite y Quena Granite) se emplazan en niveles más superficiales respecto a los intrusivos gabroicos. Esto evidencia el control que tienen los cambios litológicos y la arquitectura de la roca de caja sobre la capacidad de los magmas para ascender, donde los magmas básicos frenaron su ascenso al alcanzar roca menos densa. Tomada de Hogan et al. (1998). 17
- Fig. 3: Modelos esquemáticos de cuatro mecanismos de ascenso y emplazamiento. (a) Intrusión Tabular. (b) Diapirismo. (c) Modelo de Ballooning. (d) Modelo de Stopping. Modificado de Gill (2010). 19
- Fig. 4: (a) Modelo de fraccionamiento del fundido basáltico. (b) Modelo de fusión de la Corteza terrestre. Modificado de Moyen et al. (2021). 20
- Fig. 5: (a) Esquema de un reservorio magmático tipo estanque de magma. Tomada de Glazner et al. (2004). (b) Esquema de un reservorio magmático tipo mush, en donde las flechas negras representan la removilización de fundidos riolíticos extraídos desde magmas de composición intermedia, y los cúmulos negros representan pequeños pulsos de magma máfico que llegarían de niveles inferiores. Tomada de Hildreth & Wilson (2007). 21
- Fig. 6: Bosquejo de una gran cámara magmática y una sinopsis de los procesos que podrían ocurrir tanto dentro como alrededor de ella. Algunos de estos procesos son el stopping, mezcla de magma, cristalización fraccionada, cristalización de paredes laterales, entre otros no representados explícitamente. Tomada de Glazner et al. (2004). 22
- Fig. 7: A: Ortocumulado de plagioclasa. B: Adcumulado de plagioclasa. C: Adcumulado de plagioclasa - olivino y piroxeno. Plagioclasa en blanco; olivino en amarillo; piroxeno

en naranja; óxido de hierro en negro. Los cristales acumulados están delineados con líneas de puntos. Modificada de Blatt et al. (2006).	25
Fig. 8: Mapa geológico (33°-34°S). Modificado de Deckart et al. (2010).	30
Fig. 9: Mapa petrológico del Stock Yerba Loca. Modificado de Santibáñez (2023).	32
Fig. 10: Foto de contacto entre dique leucocrático (Familia I) con la Unidad La Cruz. Tomada de Santibáñez (2021).	34
Fig. 11: Foto de contacto entre dique leucocrático (Familia II) con la Unidad Villa Paulina. Tomada de Santibáñez (2021).	35
Fig. 12: Foto de diques máficos en la Unidad La Leonera.	35
Fig. 13: Foto de Budín (diorita rica en Plg) en la Unidad La Leonera (gabro).	36
Fig. 14: Diagramas AFM (izquierda) y A/CNK – A/NK (derecha) para los distintos plutones del arco magmático Mioceno de Chile Central. Tomado de Santibáñez (2021).	37
Fig. 15: Diagramas Harker de elementos mayores para las distintas unidades del Stock Yerba Loca. Tomado de Santibáñez (2021).	38
Fig. 16: Diagramas de Large Ion Lithophile Elements (LILE) para las distintas unidades del Stock Yerba Loca. Tomado de Santibáñez (2021).	38
Fig. 17: Diagramas High Field Strength Elements (HFSE) de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. Tomado de Santibáñez (2021).	39
Fig. 18: Diagrama Spider multielemento. Tomado de Santibáñez (2021).	40
Fig. 19: Gráficos de razones de elementos traza que muestran la tendencia del material involucrado durante la génesis del magma. Tomado de Deckart et al. (2010).	41
Fig. 20: Gráfico de isótopos de Hf en circones. Tomado de Muñoz et al. (2013).	41
Fig. 21: Mapa de ubicación del Plutón La Gloria respecto al Stock Yerba Loca.	42
Fig. 22: Posible escenario de emplazamiento que explica la progresión de la edad datada en circones del Plutón La Gloria. Tomada de Gutiérrez et al. (2018).	43
Fig. 23: Mapa petrológico del Stock Yerba Loca, con la ubicación de las muestras recolectadas para análisis petrológico.	46
Fig. 24: Mapa litológico del Stock Yerba Loca junto con la ubicación de las muestras utilizadas en el presente estudio.	48
Fig. 25: Diagrama de Streckeisen (1976) que muestra la composición modal de las muestras de corte transparente pulido analizadas en este estudio.	49

Fig. 26: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad La Leonera. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.....	50
Fig. 27: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad La Cruz. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.	51
Fig. 28: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad La Parva. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.	52
Fig. 29: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad Villa Paulina. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.....	53
Fig. 30: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de Dique leucocrático. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.....	54
Fig. 31: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de Budín. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.	55
Fig. 32: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de Dique máfico. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.	56
Fig. 33: Resumen textural. En la Unidad La Leonera se presentan las texturas ortocumulada y poikilítica, seguida por la Unidad La Cruz con una zonación en cristal de plagioclasa, los diques leucocráticos presentan textura gráfica y vermicular, la Unidad La Parva se presenta con texturas vermicular, poikilítica y mirmekítica, finalmente la Unidad Villa Paulina presenta textura poikilítica y gráfica.	56
Fig. 34: Cristal de plagioclasa (color gris) subhedral (izquierda) y euhedral (derecha) en un cristal de augita (anaranjado). Modificado de Bowen (1912).	57
Fig. 35: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a Budín en donde se aprecia la textura ortocumulada, con intercumulos de clinopiroxeno en cúmulo de plagioclasa.	58

Fig. 36: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a La Leonera en donde se aprecia la textura poiquilítica con chadacristales de plagioclasa en oikocristales de clinopiroxeno.	58
Fig. 37: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a Dique leucocrático en donde se aprecia la textura gráfica en la zona encerrada por el recuadro.	59
Fig. 38: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a La Cruz en donde se aprecia una zonación concéntrica en cristal de plagioclasa encerrada en el recuadro.	59
Fig. 39: Imágenes SEM-EDS de algunas de las muestras analizadas. Plg: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno, Opx: Ortopiroxeno, Ol: olivino, IO: óxidos de Fe (abreviatura en inglés).....	60
Fig. 40: Fotomicrografías obtenidas bajo microscopio óptico (nícoles paralelos y cruzados) de las muestras analizadas en SEM – EDS. En la Unidad La Leonera se obtuvo la química mineral de plagioclasas, piroxenos, biotitas y óxidos de Fe. En la Unidad La Cruz las mediciones se realizaron en cristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe. En las Unidades La Parva y Villa Paulina se realizaron mediciones en cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y óxidos de Fe. A partir de los budines se obtuvo la química mineral de plagioclasas, clinopiroxenos y óxidos de Fe. Finalmente, en los diques máficos se analizaron cristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos de Fe.	61
Fig. 41: Proyección de feldespatos en el diagrama ternario Ab-An-Or de clasificación propuesto por Smith-Brown (1988).....	62
Fig. 42: Diagrama de cajas y bigotes con resultados de química mineral de plagioclasas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.....	63
Fig. 43: Imágenes SEM de cristal de plagioclasa zonada en muestra 19YL0701.....	64
Fig. 44: Proyección de piroxenos en el diagrama Wo-En-Fs de clasificación propuesto por Morimoto et al. (1989) para la clasificación de piroxenos ferromagnesianos y cálcicos.....	65
Fig. 45: Diagrama de cajas y bigotes con resultados de química mineral de clinopiroxenos de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.....	66
Fig. 46: Diagrama de cajas y bigotes con resultados de química mineral de olivinos pertenecientes a la Unidad La Leonera.	67

Fig. 47: Diagrama de álcali total versus sílice de las distintas unidades del Stock Yerba Loca encerradas en un círculo negro se encuentran las muestras que no fueron consideradas para el estudio geotermobarométrico, diagrama realizado a partir de geoquímica de roca total, estudio realizado por Santibáñez (2021).....	69
Fig. 48: Gráfico P – T para los resultados obtenidos con el modelo de Wang et al. (2021) en cada una de las unidades del Stock Yerba Loca (N° de datos = 24 en La Leonera, 9 en La Cruz, 12 en La Parva, 17 en Villa Paulina, 20 en Budín y 17 en Dique Máfico).	70
Fig. 49: Diagrama de cajas y bigotes con resultados del barómetro de Wang et al. (2021) utilizado en clinopiroxenos de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.	71
Fig. 50: Histograma de profundidad general del Stock Yerba Loca según el geobarómetro de clinopiroxeno.	71
Fig. 51: Histogramas de profundidad para las distintas unidades del Stock Yerba Loca según el geobarómetro de clinopiroxeno.	72
Fig. 52: Histograma de temperatura general del Stock Yerba Loca según el geotermómetro de clinopiroxeno.	72
Fig. 53: Diagrama de cajas y bigotes con resultados del termómetro de Wang et al. (2021) utilizado en clinopiroxenos de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.	73
Fig. 54: Histogramas de temperatura para las distintas unidades del Stock Yerba Loca según el geotermómetro de clinopiroxeno.	74
Fig. 55: Ilustración del contacto frágil entre Unidad Villa Paulina y La Leonera, en la imagen se observan las edades datadas a partir del método U-Pb en circones.	76
Fig. 56: Contacto synmagmático entre las Unidades La Leonera y La Cruz, extraído de Santibáñez (2021).	76
Fig. 57: Gráfico de cajas y bigotes con el contenido de An en plagioclasas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca, en el cuadro rojo se observa la "Unidad máfica temprana" y en el cuadro azul la "Unidad intermedia tardía".	77
Fig. 58: Diagrama Spider multielemento. Modificado de Santibáñez (2021).....	78
Fig. 59: Diagrama de cajas y bigotes con contenido de SiO ₂ en cada unidad del Stock Yerba Loca, en el cuadro rojo se encuentra la Unidad Máfica y en el cuadro azul la Unidad	

Intermedia tardía. Diagrama realizado a partir de geoquímica de roca total, estudio realizado por Santibáñez (2021).	79
Fig. 60: Diagrama Harker, variación de MgO (wt%) con respecto al SiO ₂ para las distintas unidades del Stock Yerba Loca, diagrama realizado a partir de geoquímica de roca total, estudio realizado por Santibáñez (2021).....	80
Fig. 61: Modelo simplificado del fraccionamiento de la Unidad Máfica del Stock Yerba Loca.	81
Fig. 62: Diagrama de caja y bigotes con resultados del barómetro de Wang et al. (2021) utilizado en clinopiroxenos de las unidades magmáticas La Parva y Villa Paulina.	82
Fig. 63: Esquema que ilustra la profundidad de emplazamiento de las Unidades máfica temprana e intermedia tardía en las Fm. Farellones y Abanico.....	83
Fig. 64: Diagrama de violín con la profundidad de cristalización de cada unidad del Stock Yerba Loca utilizando resultados del barómetro de Wang et al. (2021).	83
Fig. 65: Modelo evolutivo conceptual del Stock Yerba Loca.	87

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Características de los distintos sistemas magmáticos en un reservorio tipo mush (Miller et al., 2011).	22
Tabla 2: Promedio de concentraciones de óxidos presentes en cristales de feldespato potásico, expresados en porcentaje en peso (wt%).	¡Error! Marcador no definido.
Tabla 3: Concentraciones de óxidos promedio presentes en cristales de clinopiroxeno, expresados en porcentaje en peso (wt%).	65
Tabla 4: Concentraciones de óxidos presentes en cristales de ortopiroxeno, expresados en porcentaje en peso (wt%).	66
Tabla 5: Estadística básica de la variable presión para cada una de las unidades que componen al Stock Yerba Loca obtenida a partir del método de clinopiroxeno (Wang et al., 2021)	70
Tabla 6: Estadística básica para la variable temperatura en cada una de las unidades del Stock Yerba Loca obtenida a partir del geotermobarómetro de clinopiroxeno (Wang et al., 2021)	70

1 Introducción.

1.1 Reservorios magmáticos en la Corteza Superior

Los reservorios de magma, que abarcan la parte superior de la Corteza terrestre, son parte de sistemas que se extienden a través de esta y están compuestos en gran parte por material cristalino, masa fundida y volátiles exsueitos que se distribuyen heterogéneamente en el espacio. Este sistema conduce a la acumulación de magma en la corteza superior, dando paso a una cámara magmática abierta, en lugar de cerrada, ya que esta puede diferenciarse por la inyección de magma desde mayor profundidad, la mezcla interna generada por la convección del reservorio y, en algún grado, por la asimilación magmática (Cashman et al., 2017).

La evolución de los reservorios de magma contempla diversas etapas, desde una inicial altamente convectiva y con alta capacidad de homogenización, donde la construcción de espacio tiene lugar, hasta una etapa tardía dominada por el bloqueo reológico del magma, adquisición de fábricas, y los procesos de diferenciación magmática por segregación de fundidos y cristales para generar magmas silícicos (Payacán, 2015; Aravena et al., 2017) (Figura 1).

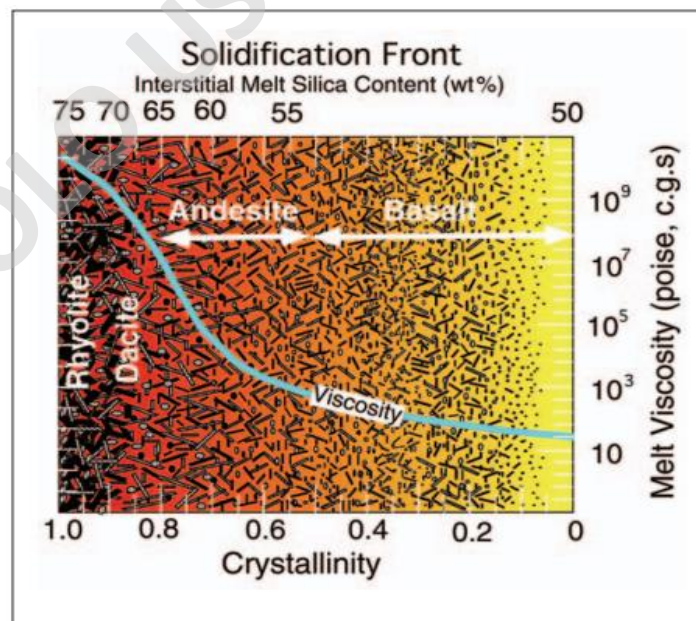


Fig. 1: Representación gráfica del cambio de composición y viscosidad del fluido intersticial, respecto a la posición o cristalinidad en un frente de solidificación. Tomada de Payacán, 2015; Marsh, 2006.

Los modelos térmicos sugieren que la ubicación más favorable para las etapas iniciales de fraccionamiento y segregación de fusión es la Corteza Inferior, donde se emplazarían los reservorios magmáticos máficos, mientras que en la Corteza Superior se muestra un proceso continuo desde las acumulaciones máficas de la corteza inferior hasta llegar a los reservorios magmáticos graníticos (Rudnick y Gao, 2003; Cashman et al., 2017).

1.1.1 Mecanismos de ascenso y emplazamiento

El ascenso y emplazamiento del magma es controlado por sus parámetros físicos correspondientes a su viscosidad efectiva y densidad, ambos dependientes fuertemente de la composición, así como de la cristalinidad y el contenido de volátiles (Spera, 2000). Por ejemplo, Stolper y Walker (1980) destacan que la variación de la densidad en los magmas basálticos, en la etapa más temprana decrece si cristaliza primero el olivino, luego se incrementa si cristaliza plagioclasa y piroxeno debido a un enriquecimiento de FeO y finalmente vuelve a disminuir cuando cristalizan óxidos de Fe-Ti ya que hay un empobrecimiento de FeO en el fundido residual.

Por lo tanto, se tienen tres factores que controlan la profundidad de emplazamiento del magma, los cuales corresponden a:

- (1) Buoyancia del magma: Está dada por la diferencia entre las densidades del magma y la roca de caja, ya que el ascenso del magma es a través de rocas más densas, y se detiene al alcanzar un nivel de roca de igual densidad (Clemens, 1998) (Figura 2), por lo que la capacidad de ascenso en este caso depende de la densidad, de modo que los magmas más ácidos tienden a ascender más que los magmas básicos. Sin embargo, este efecto se ve contrarrestado por el aumento de la viscosidad efectiva (Hogan et al., 1998).
- (2) Viscosidad efectiva del magma: Esta depende de la secuencia de cristalización, temperatura, presión y el contenido de volátiles disueltos (REF). En magmas hidratados de volcanismo de arco, la viscosidad se vuelve altamente dependiente de la presión y del contenido de volátiles presente en el magma (sobre todo en niveles someros donde la presión es baja, < 2 kbar; Brown, 2007; Payacán, 2021). A su vez, una disminución de la presión del sistema debido al ascenso del magma o por

disminución de la presión litostática ya sea por el retiro de masas de hielo o por efectos de una denudación acelerada (Muñoz-Gómez et al., 2020; Payacán, 2021) puede generar la exsolución violenta de volátiles y hacer que el magma cruce la línea del solidus. Esto definiría una profundidad crítica a partir de la cual el magma disminuiría su capacidad de ascenso (Payacán, 2021).

- (3) Presencia de estructuras: Estas contemplan las discordancias y/o fallas además de algunas variaciones locales del estado de stress de la roca de caja, lo que puede favorecer la acumulación de magmas en zonas de debilidad, así como la presencia de barreras reológicas de la roca de caja que flecten la propagación de diques en direcciones subhorizontales (Hogan et al., 1998) (Figura 2).

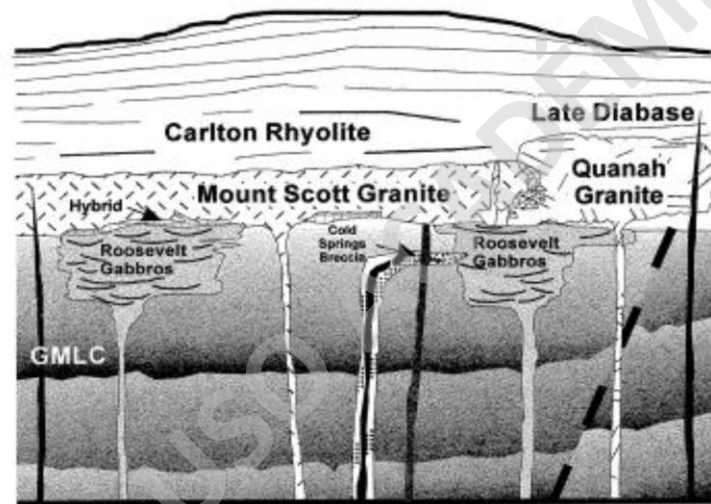


Fig. 2: Relación espacial de cuerpos plutónicos con estructuras de la roca de caja en Wichita Mountains – USA, donde se observa que el techo de los intrusivos gabroicos coincide con contacto entre el basamento metamórfico (GMLC) y las lavas riolíticas que lo sobreyacen (Carlton Rhyolite), sin embargo, los intrusivos graníticos (Mount Scott Granite y Quena Granite) se emplazan en niveles más superficiales respecto a los intrusivos gabroicos. Esto evidencia el control que tienen los cambios litológicos y la arquitectura de la roca de caja sobre la capacidad de los magmas para ascender, donde los magmas básicos frenaron su ascenso al alcanzar roca menos densa. Tomada de Hogan et al. (1998).

Existen diversos mecanismos de emplazamiento y construcción de espacio del magma en la corteza, los cuales dependen de las características reológicas de la roca hospedante. Las intrusiones laminares son cuerpos de magma tabulares, con razón ancho/longitud mucho mayor que uno (Emerman y Marrett, 1990; Rubin, 1995; Petford, 1996; Payacán, 2021), se asocian a niveles de la Corteza Superior, es decir, donde el comportamiento reológico es frágil. Estas intrusiones laminares pertenecen a cuerpos magmáticos tabulares que utilizan las fracturas de la roca de caja para ascender (Figura 3a). Los mecanismos promotores de ascenso son tres y pertenecen al gradiente de presión según

el espesor de la Corteza, la presión magmática de los diques y la presión de la roca que lo encajona (Clemens y Mawer, 1992).

Otro ejemplo es el *diapirismo*, el cual se asocia a niveles de la Corteza Inferior, es decir, donde el comportamiento reológico es más bien dúctil, su mecanismo de ascenso es producto de la buoyancia y se adopta una morfología elíptica similar a la geometría de una gota invertida (Figura 3b) (Chávez-Cabello et al., 2006).

Por otro lado, el *ballooning* consiste en el estancamiento de un volumen de magma, durante su ascenso producto de la pérdida de calor, lo cual ocurre mientras que en la parte más profunda del reservorio continúa inyectándose magma, produciéndose un abombamiento y expansión lateral del cuerpo magmático (Gill, 2010). Las características exhibidas por los cuerpos plutónicos, y que tradicionalmente se han asociado a este mecanismo, son muy similares a las del diapiro magmático, respecto a la deformación dúctil de la roca de caja adyacente. Sin embargo, también incluye la zonación litológica y composicional (Figura 3c), siguiendo el patrón concéntrico de las foliaciones magmáticas (e.g., Paterson y Vernon, 1995; Coleman et al., 2012; Schoene et al., 2012;).

Otro mecanismo de emplazamiento y construcción de espacio corresponde al *stoping* magmático, el cual consiste en el ascenso de magma mediante fracturas incorporando bloques de roca de caja (Figura 3d) (Niemeyer, 2006). Los bloques pueden ser desprendidos por fracturamiento termal, por sobrepresión interna del sistema magmático sobre estructuras heredadas en su huésped (Clarke et al., 1998; Paterson et al., 2008a, 2012). Este mecanismo sería favorecido por una baja viscosidad efectiva del magma y un alto contraste de densidad entre el magma y los xenolitos, donde la velocidad de caída está regida por la Ley de Stokes, siendo eficiente si el magma se mantiene en un estado de baja cristalinidad (Marsh, 1982).

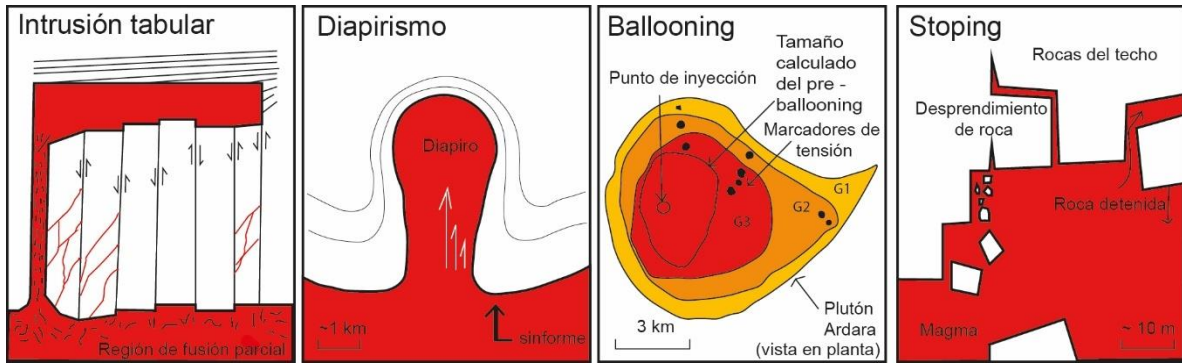


Fig. 3: Modelos esquemáticos de cuatro mecanismos de ascenso y emplazamiento. (a) Intrusión Tabular. (b) Diapirismo. (c) Modelo de Ballooning. (d) Modelo de Stopping. Modificado de Gill (2010).

1.1.2 Origen de magmas basálticos a intermedios

En esta sección se describirán dos modelos propuestos por Moyen et al. (2021) para indicar el origen de las rocas graníticas.

En la Figura 4a se presenta un “Modelo de fraccionamiento del fundido basáltico”, en el cual el principal impulsor es la fusión del Manto y la formación de un magma máfico parental inyectado en la Corteza. Posteriormente este magma se diferencia e interactúa con rocas de la Corteza Inferior en la zona MASH (fusión, asimilación, almacenamiento, homogenización; Hildreth y Moorbath, 1988; Moyen et al., 2021) o zonas calientes de la Corteza Inferior (Annen et al., 2006; Moyen et al., 2021). En ambos casos el producto sería cúmulos (ultra) máficos, y fundidos intermedios-félsicos, capaces de intruir la Corteza suprayacente de baja densidad, para continuar su ascenso hacia niveles superiores de la Corteza. En una última instancia, los magmas podrían almacenarse en reservorios donde se someten a procesos fisicoquímicos incluyendo convección, cristalización fraccionada, reabastecimiento de magma y extracción de líquidos residuales. El enfriamiento y solidificación de estos reservorios conduce a la formación de un futuro plutón, mientras que se piensa que los líquidos extraídos entran en erupción como andesitas – riolitas.

En la Figura 4b se presenta un “Modelo de fusión de la Corteza terrestre”, el cual se basa en la fusión parcial de la Corteza Inferior, para producir magmas graníticos. La entrada de calor y fluidos conducen a la formación de una Corteza Inferior anatéctica, que sufre una gama de procesos tectónicos, petrológicos y químicos que pueden resumirse en términos de reacciones de fusión, separación de la masa fundida, y extracción de magmas que se elevan hacia los sitios de emplazamiento. Los lotes de magma que se fugan de la fuente son

agrupados, y se unen, formando progresivamente un plutón. Raramente estos lotes de magma pueden alcanzar la superficie para formar erupciones riolíticas.

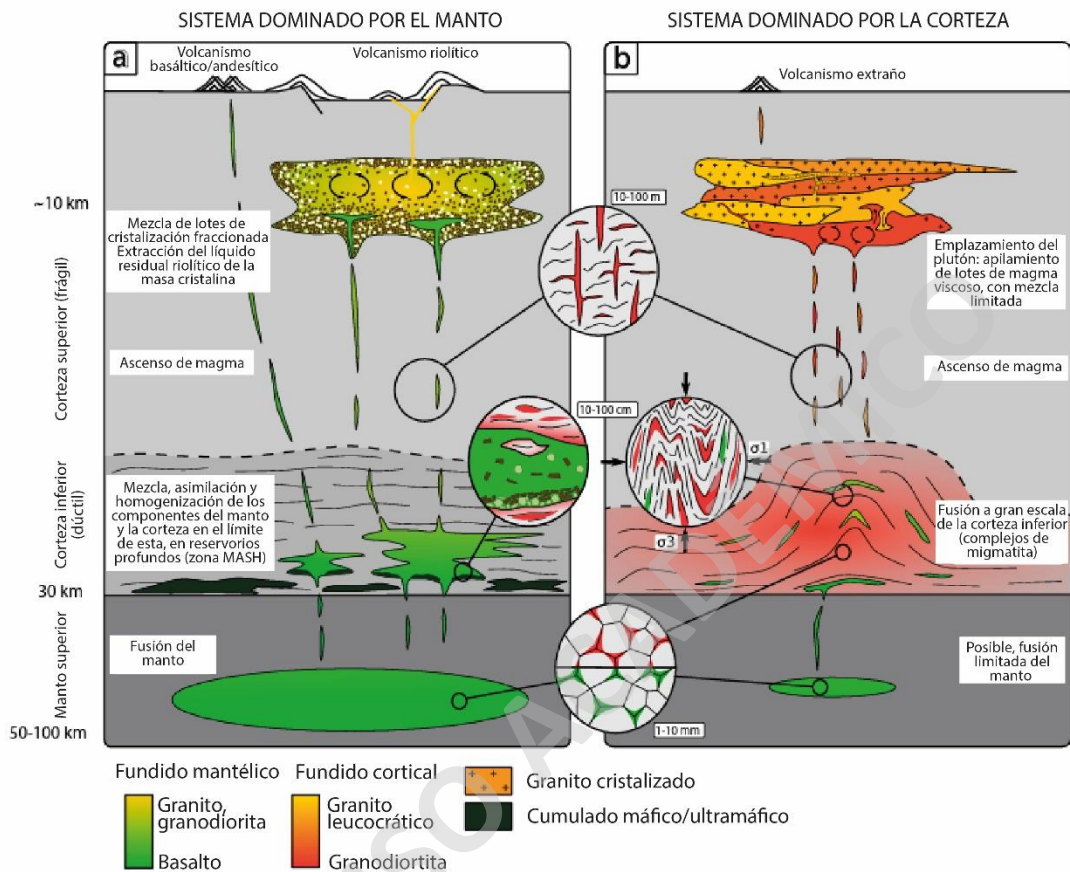


Fig. 4: (a) Modelo de fraccionamiento del fundido basáltico. (b) Modelo de fusión de la Corteza terrestre. Modificado de Moyen et al. (2021).

1.1.3 Modelos de desarrollo de reservorios de magma basálticos: Tanques fundidos y tipo *mush*

La construcción de los cuerpos plutónicos se basa en dos tipos de reservorio magmático (Figura 5). El primero es denominado *estanque de magma* (Figura 5a) y su construcción se basa en la inyección de magma mediante diapiros, es decir, se adecúa a reservorios poco diferenciados y representa cuerpos mayormente fundidos en los cuales existe sólo un pulso de magma, los principales procesos magmáticos que ocurren en su interior son la convección (a escala de la cámara magmática), fraccionamiento adosado a las paredes y techo, stoping magmático, mixing magmático, decantación de cristales y flujo descendente de la roca de caja (Glazner et al., 2004).

Los reservorios de magma que representan cuerpos de material parcialmente fundido (con escasa capacidad de convección a gran escala), se denominan reservorios tipo *mush* (Figura 5b). Estos favorecen la formación de zonas diferenciadas reológica y composicionalmente debido al enfriamiento diferencial del magma, la generación de frentes de solidificación y redistribución de fundidos en su interior (Hildreth, 1981; Payacán, 2021). Los cuerpos magmáticos de este tipo de reservorio emplazados en la Corteza Superior se categorizan de la siguiente manera (Miller et al., 2011) (Figura 5b):

- (1) Sistema magmático: Pertenece al volumen de material magmático que incluye desde roca sólida hasta el fundido pobre en cristales (magma móvil), este sistema magmático representa una zona activa de transferencia y acumulación de magma.
- (2) Reservorio magmático: Pertenece a la región con contenido de material fundido, incluye desde la red cristalina rígida hasta la zona de magma pobre en cristales.
- (3) Cámara magmática: Pertenece al volumen de magma móvil, incluye el magma rico y pobre en cristales, es decir, magma poco móvil y magma móvil respectivamente.

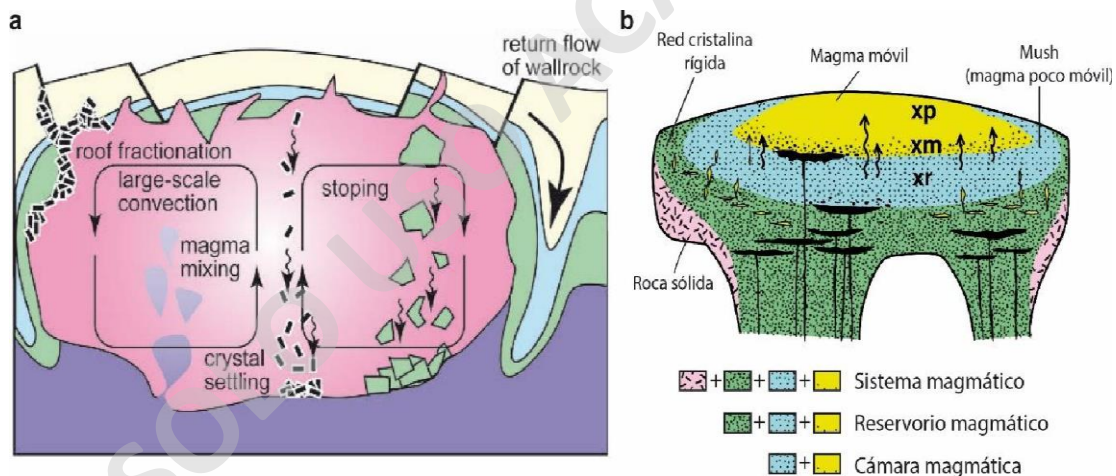


Fig. 5: (a) Esquema de un reservorio magmático tipo estanque de magma. Tomada de Glazner et al. (2004). (b) Esquema de un reservorio magmático tipo mush, en donde las flechas negras representan la removilización de fundidos riolíticos extraídos desde magmas de composición intermedia, y los cúmulos negros representan pequeños pulsos de magma máfico que llegarían de niveles inferiores. Tomada de Hildreth & Wilson (2007).

Los procesos que pueden ocurrir en el reservorio tipo mush dependen de la reología del magma durante su enfriamiento, la cual está dada por el grado de cristalinidad (Tabla 1), controlando la segregación de fundidos residuales, junto con el mecanismo y la eficiencia de la diferenciación magmática (Dufek y Bachman, 2010).

Tabla 1: Características de los distintos sistemas magmáticos en un reservorio tipo mush (Miller et al., 2011).

Material	Cristales (% vol.)	Comportamiento Reológico
Magma pobre en cristales	≥ 15	Baja viscosidad efectiva, altamente móvil y eruptable.
Magma rico en cristales	~ 15 a ~ 45	Más viscoso que el magma pobre en cristales, sin embargo, sigue siendo móvil y eruptable. En este caso los cristales pueden decantar y/o ser transportados por convección.
Mush (magma menos móvil)	~ 45 a ~ 60	Mucho más rígido que el magma rico en cristales, difícilmente móvil y eruptable, la extracción de fundidos intersticiales es efectiva.
Red cristalina rígida	≥ 60	Resistencia y viscosidad cercanas a la de la roca sólida, es inmóvil y con extracción de fundidos ineficiente.
Roca sólida	100	Sin presencia de fundido, pertenece a una zona muy fuerte y viscosa.

1.1.3.1 Diferenciación Magmática

Para poder explicar la variación geoquímica de los cuerpos intrusivos se recurre a procesos de diferenciación magmática tales como la cristalización de paredes laterales, cristalización fraccionada y mezcla de magmas (Figura 6). Todos estos procesos requieren grandes cámaras de magma altamente fundidas capaces de fluir (Glazner et al., 2004).

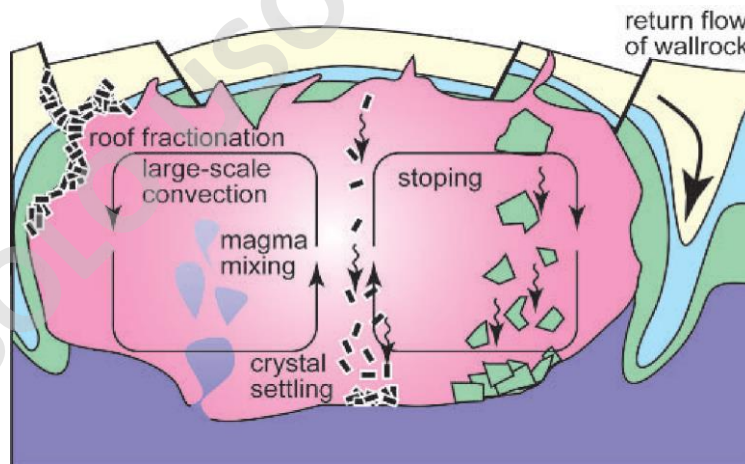


Fig. 6: Bosquejo de una gran cámara magmática y una sinopsis de los procesos que podrían ocurrir tanto dentro como alrededor de ella. Algunos de estos procesos son el stopping, mezcla de magma, cristalización fraccionada, cristalización de paredes laterales, entre otros no representados explícitamente. Tomada de Glazner et al. (2004).

Diversos autores proponen una relación directa entre el engrosamiento cortical y la diversificación magmática, donde una corteza engrosada permite mayor variabilidad composicional de magmas, producto de un enfriamiento más lento y un mayor tiempo de

residencia en la corteza (Plank y Langmuir, 1988; Turner y Langmuir, 2015a, 2015b; Farner y Lee, 2017; Santibáñez, 2021).

El presente estudio trata del Stock Yerba Loca, cuya edad de emplazamiento es de ~14.9 Ma (Deckart et al., 2010), lo que habría tenido lugar en una corteza relativamente engrosada de entre 35 – 40 km de espesor (Charrier et al., 2002; Nyström et al., 2003; Kay et al., 2005). A pesar de ello, es un stock de composición máfica, sugiriendo de esta forma, la posibilidad de que los principales responsables de la variabilidad composicional de los magmas sean los controles del emplazamiento (por ejemplo, control estructural, características de la roca caja) y la eficiencia de los mecanismos de diferenciación, más que el grosor de la Cortical (Santibáñez, 2021).

1.2 Segregación de fundidos residuales y formación de cumulos en reservorios magmáticos

1.2.1 Mecanismos y factores de separación cristales-fundido y estructura de reservorios

Durante las últimas etapas de cristalización, tanto en el Manto como en la Corteza, el líquido permanece en los espacios intergranulares de la roca que está fundiendo, esto ocurre hasta que se alcanza una presión determinada y la fracción fundida migra hacia zonas de menor presión, produciéndose una *segregación del fundido* la cual está controlada por su viscosidad (Cashman et al., 2017).

La segregación de líquidos residuales puede ocurrir debido a la compactación de la masa cristalina en un reservorio con alta cristalinidad (tipo mush), lo que removiliza los fundidos evolucionados con composiciones que reflejan al fundido de entrada (particularmente el contenido volátil) y el contraste de temperatura entre el fundido y el ambiente. El fundido segregado evoluciona por cristalización impulsada por el enfriamiento, esta cristalización suele ser mucho más rápida que la compactación (Cashman et al., 2017). Los fundidos derivados pueden luego ascender a niveles más altos en la corteza, dejando atrás rocas acumuladas refractarias (Cashman et al., 2017).

Los mecanismos de separación de cristales-fundido están ligados al grado de cristalinidad del sistema magmático (Dufek y Bachmann, 2010). En las etapas donde el grado

de cristalinidad es bajo (<45% vol.), la segregación de fundidos se daría a través de mecanismos como la decantación de cristales debido a la diferencia de densidad con el fundido (*crystal settling*), sin embargo, este mecanismo es poco eficiente. Por otro lado, cuando el grado de cristalinidad es alto (>45% vol.), la segregación de fundidos se daría por mecanismos de compactación y canalización a través de estructuras, siendo este mecanismo más efectivo en comparación al primero. En el segundo caso se tiene una cámara magmática tipo mush con un grado de cristalinidad entre ~45% vol. y ~60% vol. Si el grado de cristalinidad supera este rango establecido, la segregación de líquidos residuales sería poco eficiente (Dufek y Bachmann, 2010).

1.2.2 Cumulados cristalinos

Generalmente se considera que los cristales se acumulan debido a su hundimiento o flotación, lo cual depende del contraste de densidad con el fundido del cual se separan, sin embargo, esta textura también se puede presentar en las proximidades del techo, paredes o piso de la cámara magmática (Hunter, 1987).

Esta textura tiene algunas distinciones, la más simple corresponde a los *ortocumulados* en la cual los cristales acumulados están incluidos en material fundido intersticial (Figura 7a), también se encuentran los *adcumulados* cuyo líquido intersticial ha sido expulsado y los cristales acumulados continúan cristalizando hasta estar en contacto (Figura 7b-c) representando, casi, un cumulado monomineral con unos pocos cristales en los intersticios (Blatt et al., 2006).

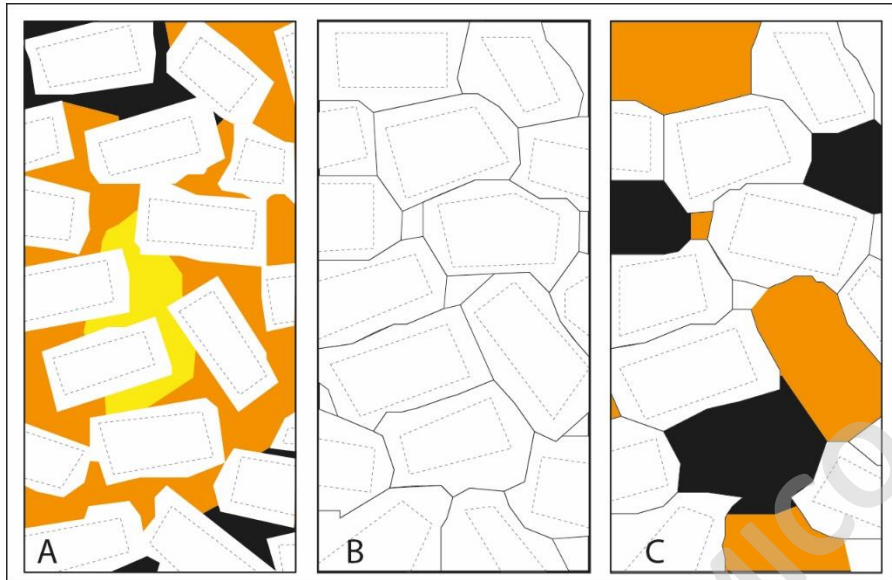


Fig. 7: A: Ortocumulado de plagioclasa. B: Adcumulado de plagioclasa. C: Adcumulado de plagioclasa - olivino y piroxeno. Plagioclasa en blanco; olivino en amarillo; piroxeno en naranja; óxido de hierro en negro. Los cristales cumulados están delineados con líneas de puntos. Modificada de Blatt et al. (2006).

Cuando los minerales intersticiales envuelven a los minerales cúmulos y tienen un nucleamiento lento, dan lugar a la textura *poiquilitica* o *hetero-accumulada*, en este caso, los minerales intersticiales reciben el nombre de *oikocristal* y requieren un intercambio entre el líquido intersticial y el reservorio magmático, este último es el que provee los componentes para poder formar otros minerales. Finalmente, el término *mesocumulado* se aplica a fábricas cumuláticas que son intermedias entre ortocumulado y adcumulado (Hunter, 1987).

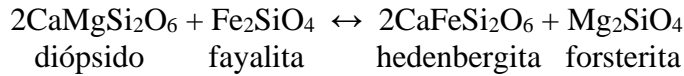
1.3 Geotermobarometría de sistemas magmáticos: estado del arte

El conocimiento de la temperatura y la presión ha sido fundamental para la visión de la geología desde al menos principios del siglo XIX, ya que son el corazón de las preguntas fundamentales: ¿Qué tan caliente está la Tierra y a qué velocidad se ha enfriado el planeta? ¿Son los volcanes los productos de las plumas del manto impulsadas térmicamente? ¿Dónde se almacenan los magmas y cómo se transportan a la superficie y cómo se relacionan con el almacenamiento y transporte con la tectónica de placas? Los termómetros y barómetros bien calibrados son herramientas esenciales si queremos apreciar plenamente las fuerzas impulsoras y el funcionamiento interno de los sistemas volcánicos (Putirka, 2008).

1.3.1 Termómetros y barómetros para rocas plutónicas.

1.3.1.1 Termómetro Olivino – Clinopiroxeno.

El equilibrio olivino-clinopiroxeno se expresa mediante la típica relación de intercambio catiónico (Powell y Powell, 1974):



Cabe destacar que el olivino posee dos posiciones estructurales que pueden considerarse equivalentes, donde se sitúan Fe y Mg. Sin embargo, el clinopiroxeno posee dos posiciones octaédricas (M1(Mg o Fe) y M2(Ca)) no equivalentes. Teniendo esto en cuenta, la condición de equilibrio de la reacción puede expresarse como (Powell y Powell, 1974):

$$\Delta G_r^0 = -2RT \ln \left(\frac{X_{Mg*Ol} Y_{Mg*Ol}}{X_{Fe*Ol} Y_{Fe*Ol}} \right) \left(\frac{X_{Fe*M1} Y_{Fe*M1}}{X_{Mg*M1} Y_{Mg*M1}} \right)$$

Por lo que la expresión del geotermómetro sería igual a:

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{-2X_{Al} (920000 + 3.6P) - 0.0435(P - 1) + 10100}{8 + RT \ln \left(\frac{X_{Mg}^{Ol}}{X_{Fe}^{Ol}} \right) \left(\frac{X_{Fe}^{M1}}{X_{Mg}^{M1}} \right) - 714.3 (2X_{Al})}$$

En este caso, la temperatura podrá ser calculada si se posee una estimación de la presión. Sin embargo, para el uso de este geotermómetro es necesario (además de conocer la presión), calcular las fracciones molares correspondientes, y tener en cuenta que el error asociado a este método se incrementa junto con el aumento de la presión, pasando de 30°C a 1bar hasta 100°C a 20Kb (Powell y Powell, 1974).

1.3.1.2 Termómetro Ortopiroxeno – Clinopiroxeno.

La enstatita y el diópsido son dos fases inmiscibles en un amplio rango de composición y temperatura. El uso de la composición de piroxenos coexistentes como medio para estimar la temperatura, se basa en el efecto casi inexistente de la presión en la región de inmiscibilidad que hay entre los términos magnésicos de las citadas fases. La utilización del par enstatita-diópsido como geotermómetro, plantea una serie de problemas, tanto de tipo

termodinámico como de estructura cristalina, ya que resulta difícil la aplicación de los datos experimentales obtenidos a partir de sistemas relativamente simples a sistemas naturales más complejos (Wells, 1977). La relación de intercambio catiónico utilizada en este método es la siguiente:



La expresión del geotermómetro es igual a:

$$T = \frac{7341}{3.355 + 2.44X_{\text{Fe}}^{\text{OPX}} - \ln K}$$

Esta ecuación reproduce los datos experimentales con un error de 70°C, para los rangos de temperatura y presión entre 875°C-1500°C y 1bar-40Kb respectivamente.

1.3.1.3 Termómetro saturación de Circones.

La principal limitación de los datos experimentales existentes es que se aplican principalmente a rocas de composición félsica peralcalinas. El rango de temperatura de los datos experimentales varía entre 750°C-1020°C y su finalidad es conocer la temperatura a la cual ocurre la saturación de circón en magmas (en condiciones *hiper-solidus*) (Watson et al., 1983). La expresión del geotermómetro es:

$$\ln D_{\text{Zr}}^{\text{zircon/melt}} = \{-3.80 - [0.85(M - 1)]\} + 12900/T$$

Sin embargo, Gervasoni et al., (2016) calibra este geotermómetro para un intervalo de composiciones mayores:

$$\ln[\text{Zr}] = (4.29 \pm 0.34) - (1.35 \pm 0.10) \cdot \ln G + (0.0056 \pm 0.0002) \cdot T(^{\circ}\text{C})$$

En resumen, este nuevo modelo funciona bien para líquidos peraluminosos a metaluminosos y alcalinos que pertenecen a composiciones intermedias a félsicas y a temperaturas superiores a 800 °C.

1.3.1.4 Termómetro y Barómetro Óxidos de Fe-Ti.

Los óxidos de hierro-titanio pertenecientes al sistema $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$, y en particular las soluciones sólidas de Magnetita-Ulvoespinela ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$) y Hematita-Ilmenita ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$), aparecen frecuentemente en rocas ígneas y metamórficas. La composición de estas asociaciones binarias coexistentes fue calibrada como geotermómetro y geobarómetros de oxígeno por Buddington y Lindsley (1964). La relación de intercambio catiónico utilizada en este método es la siguiente:



Este método permite el cálculo de la temperatura de cristalización de óxidos Fe-Ti y fO_2 . Sin embargo, los óxidos son propensos a un reequilibrio difusivo mucho más rápido que los silicatos, por lo que la temperatura calculada estará muy por debajo de la temperatura de cristalización (Loucks, 1996).

1.3.1.5 Termómetro y Barómetro Clinopiroxeno

La termobarometría de clinopiroxeno es una de las herramientas más prácticas para reconstruir las presiones y temperaturas de cristalización de los clinopiroxenos presentes en magmas de composición básica a intermedia, este método no requiere ninguna información sobre la coexistencia de otras fases minerales y se ha utilizado para dilucidar las condiciones fisicoquímicas de los magmas en cristalización (Wang et al., 2021). Su error estándar de estimación (SEE) son 1.66 kbar y 36.6°C respectivamente.

Para aplicar este método se deben considerar 3 ítems:

- (1) El contenido de SiO_2 de la masa fundida debe ser inferior al 60 wt. %.
- (2) Las presiones experimentales están en el rango de 1 bar a 12 kbar.
- (3) El Al^{VI} y el contenido de Jd en los clinopiroxenos es superior a 0.

Medición de la temperatura: La composición del piroxeno es sensible a las variaciones de la química del magma y las condiciones P-T de cristalización. La temperatura de cristalización del clinopiroxeno es obtenida a partir del siguiente método (Wang et al., 2021):

$$T(^{\circ}\text{C}) = 100[a * \text{NLT} + b\text{Ti} + c\text{Al} + d\text{Mn} + e\text{Mg} + f\text{Ca} + g\text{Fe}^{2+} + h\text{H}_2\text{O}(\text{wt}\%) + i]$$

Donde NLT es un parámetro no lineal que se determina en el modelo barométrico y tanto a y j representan parámetros que deben calibrarse por el método de mínimos cuadrados.

Medición de la presión: La presión de cristalización del clinopiroxeno es obtenida a partir del siguiente método:

$$P(\text{kbar}) = a * \text{NLT} * \ln\text{Al}^{\text{VI}} + b\text{Si} + c\text{Fe}^{\text{tot}} + d\text{Mg} + e\text{Ca} + f\text{Na} + g$$

NLT es un parámetro no lineal que solo depende de la composición de clinopiroxeno y tanto a y g representan los parámetros a calibrar.

1.3.1.6 Barómetro Anfíbol

Este geobarómetro se utiliza en presencia del conjunto mineral cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino + biotita + hornblenda + titanita + magnetita o ilmenita (Honarmand, 2012). Los índices de composición, obtenidos sumando las fracciones de los cationes principales de los anfíboles, se utilizan como variables de entrada para mejorar el rendimiento de las ecuaciones de temperatura, $f\text{O}_2$ y $\text{H}_2\text{O}_{\text{fundido}}$. La temperatura se obtiene a partir de la siguiente fórmula (Ridolfi et al., 2010):

$$T = -151.487\text{Si}^* + 2,041$$

Donde, Si^* es igual a:

$$\text{Si} + \frac{\text{Al}^{[4]}}{15} - 2\text{Ti}^{[4]} - \frac{\text{Al}^{[6]}}{2} - \frac{\text{Ti}^{[6]}}{1.8} + \frac{\text{Fe}^{3+}}{9} + \frac{\text{Fe}^{2+}}{3.3} + \frac{\text{Mg}}{26} + \frac{\text{Ca}^{\text{B}}}{5} + \frac{\text{Na}^{\text{B}}}{1.3} - \frac{\text{Na}^{\text{A}}}{1.5} + \frac{[]^{\text{A}}}{2.3}$$

Esta fórmula indica un error entre ± 22 y $\pm 57^{\circ}\text{C}$. El contenido de Al en el anfíbol es sensible al contenido de agua en el fundido, por lo que este último se puede calcular a partir de (Ridolfi et al., 2010):

$$\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} = 5.215^{[6]}\text{Al}^* + 12.28$$

$$\text{Al}^{*[6]} = \text{Al}^{[6]} + \frac{\text{Al}^{[4]}}{13.9} - \frac{\text{Si} + \text{Ti}^{[6]}}{5} - \frac{\text{Fe}^{2+}}{3} - \frac{\text{Mg}}{1.7} + \frac{\text{Ca}^{\text{B}} + []^{\text{A}}}{1.2} + \frac{\text{Na}^{\text{A}}}{2.7} - 1.56\text{K} - \frac{\text{Fe}^{\#}}{1.6}$$

1.4 Antecedentes Geológicos del Stock Yerba Loca

1.4.1 Generalidades

El magmatismo del Mioceno-Plioceno en la Cordillera de los Andes del centro de Chile entre las latitudes 32°S y 34°S ha sido de gran interés ya que alberga depósitos de Pórfido Cuprífero (-Mo) de clase mundial (Deckart et al., 2010). Además, diversos autores han discutido la migración y evolución del magmatismo, sugiriendo que estaba directamente relacionado con la geometría de la zona de subducción.

Dentro del área mencionada anteriormente se ubica el Stock Yerba Loca (33°15'-18'S), el cual pertenece a un intrusivo estéril y se encuentra cercano al pórfido Cu(-Mo) Río Blanco-Los Bronces, además se identifican tres depósitos importantes de pórfido Cu(-Mo) del Mioceno-Plioceno, de norte a sur, Los Pelambres, Río Blanco-Los Bronces y El Teniente (Figura 8).

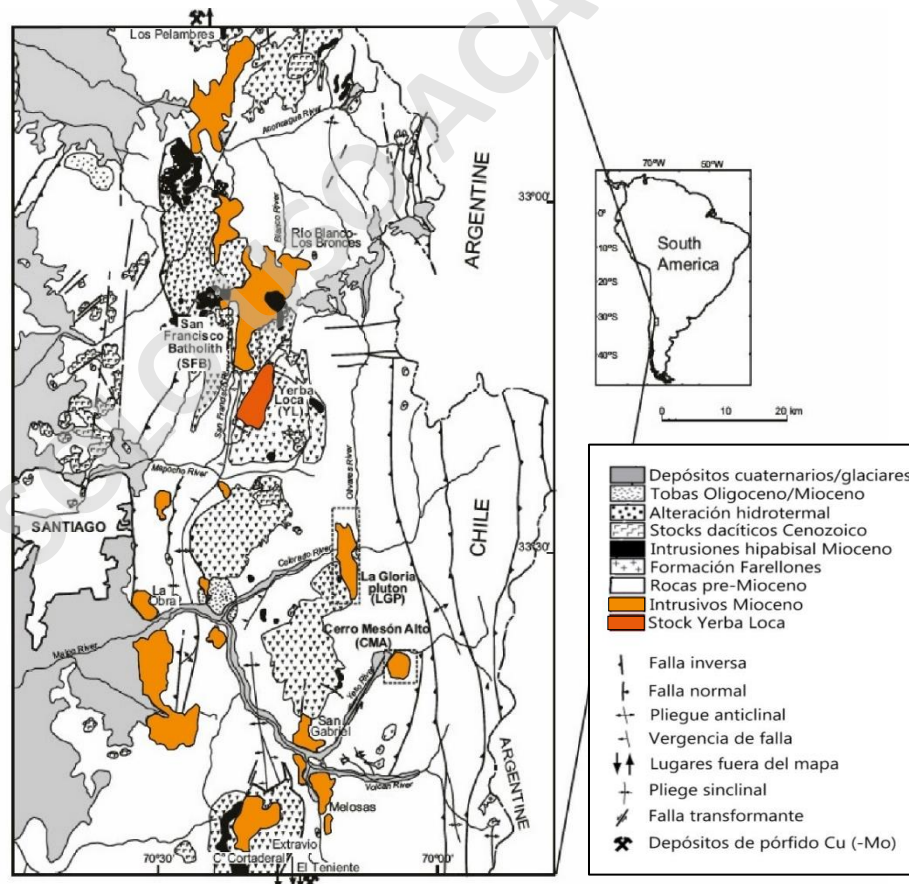


Fig. 8: Mapa geológico (33°-34°S). Modificado de Deckart et al. (2010).

El Stock Yerba Loca se ubica 30 km al noreste de Santiago (Figura 8), dentro del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca y cerca del límite sureste del Batolito de San Francisco. Utilizando el método U-Pb en circones se obtuvo una edad de cristalización de 14.94 ± 0.14 Ma (Deckart et al., 2010).

El Stock Yerba Loca aflora a lo largo del estero La Leonera, cuenta con una orientación NE-SW, geometría ovalada de $3,5 \text{ km}^2$ aproximadamente e intruye a las Formaciones Abanico (27 ± 5 Ma; Charrier et al., 1996) y Farellones (18.5 ± 1.2 Ma; Drake et al., 1976) (Figura 9) cuyos contactos con la roca de caja se encuentran bien definidos de manera discordante en las paredes laterales del intrusivo y concordante en el techo (Santibáñez, 2021).

1.4.2 Antecedentes petrológicos

Santibáñez (2021) realizó la descripción petrográfica del Stock Yerba Loca a partir de información recabada en campañas de terreno y observaciones en microscopio petrográfico, donde describió este plutón como uno heterogéneo de cuatro unidades magmáticas (a) La Leonera, (b) La Cruz, (c) La Parva y (d) Villa Paulina las cuales tienen una composición más bien básica en el rango de gabro a cuarzo-monzodiorita y se encuentran en contacto por intrusión (Figura 9).

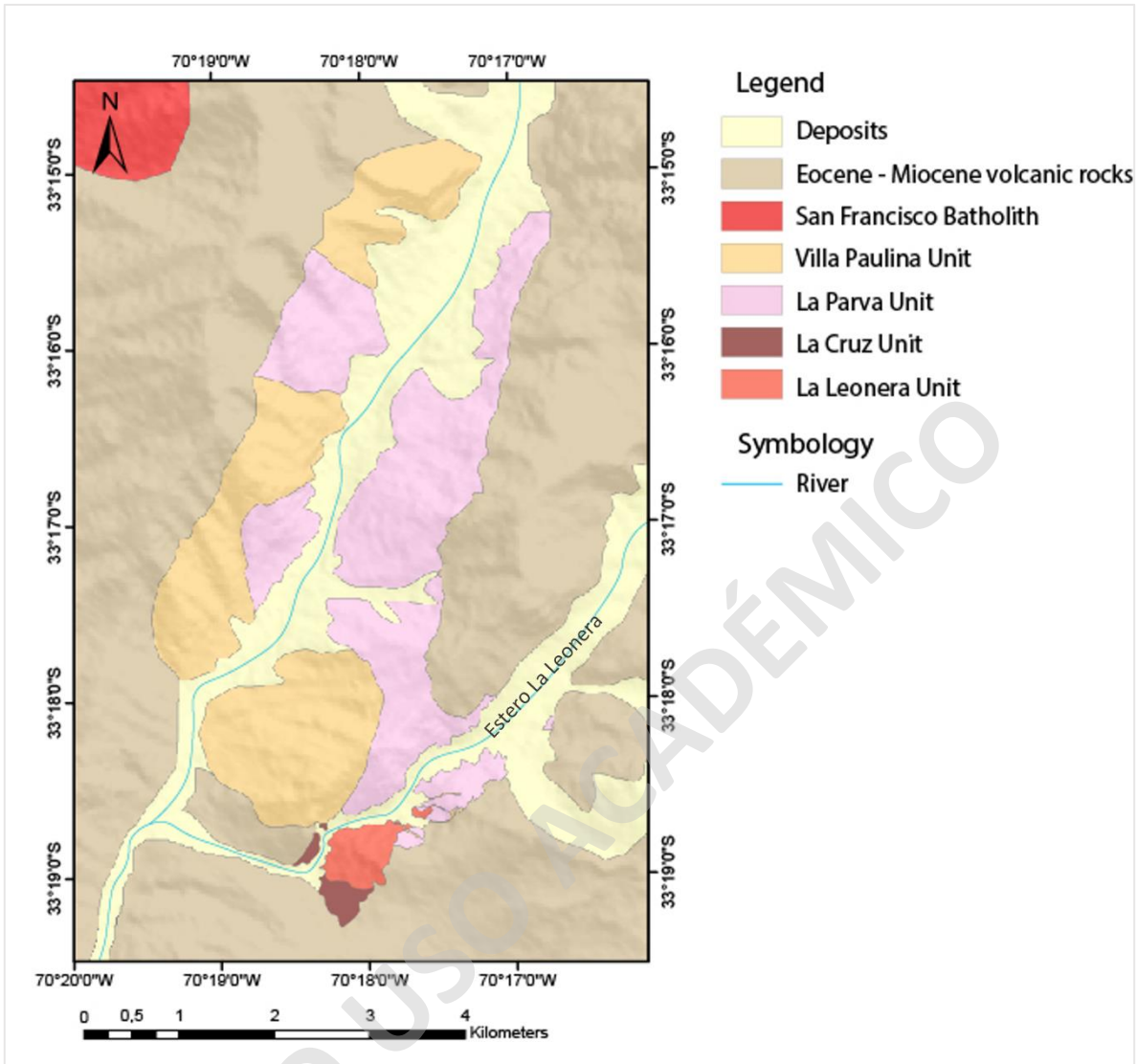


Fig. 9: Mapa petrológico del Stock Yerba Loca. Modificado de Santibáñez (2023).

1.4.2.1 Unidad La Leonera

Esta unidad aflora en el flanco sursuroeste del Stock Yerba Loca, en la parte baja e intermedia del Estero La Leonera y está dispuesta de manera elongada con una orientación NE-SW (Figura 9) y abarca una superficie de 500 m² aproximadamente. Se encuentra en contacto por intrusión hacia el sureste con la roca de caja perteneciente a la Formación Farellones, hacia el suroeste se encuentra en contacto magmático con la Unidad La Cruz y hacia el noreste es intruida por la Unidad La Parva y algunos diques leucocráticos, siendo este contacto irregular. Corresponde a un gabro de clinopiroxeno de grano fino a medio con un índice de color ≥ 50 .

1.4.2.2 Unidad La Cruz

Aflora en el flanco suroeste del Stock Yerba Loca, al sur y al norte de la parte baja del Estero La Leonera (Figura 9) y abarca una superficie de 200 m² aproximadamente. Hacia el norte del estero se encuentra en contacto por intrusión con la roca de caja correspondiente a la Formación Abanico, a su vez el contacto con la Formación Farellones se ubica en la parte sur del estero representando un contacto por intrusión con la roca de caja, al noroeste es intruida por la Unidad Villa Paulina y al sureste se encuentra en contacto con la Unidad La Leonera. El contacto con las dos unidades mencionadas es irregular y el contacto con la roca de caja se caracteriza por la presencia de esta inmersos en la unidad (xenolitos). Corresponde a una cuarzdiorita de clinopiroxeno de grano fino a medio con un índice de color ~45.

1.4.2.3 Unidad La Parva

Aflora en el centro y noreste del Stock Yerba Loca, al sur y al norte de las partes intermedias y altas del Estero La Leonera (Figura 9) y abarca una superficie de 1,3 km² aproximadamente. Se encuentra en contacto por intrusión hacia el norte, este y sur con la roca de caja correspondiente a las Formaciones Abanico y Farellones, hacia el suroeste se encuentra en contacto por intrusión con la Unidad La Leonera, al mismo tiempo se encuentra intruida por diques leucocráticos y por el lado oeste se encuentra intruida por la Unidad Villa Paulina, el contacto con ambas unidades es irregular. Corresponde a una monzodiorita de clinopiroxeno de grano fino a medio con un índice de color ~45.

1.4.2.4 Unidad Villa Paulina

Aflora en el extremo noroeste del Stock Yerba Loca, en la parte intermedia y baja del Estero La Leonera (Figura 9), y abarca una superficie de 500 m² aproximadamente. Se encuentra en contacto por intrusión hacia el norte y oeste con la roca de caja correspondiente a la Formación Abanico, se encuentra intruida por diques leucocráticos, hacia el este y sur se encuentra en contacto por intrusión con las Unidades La Parva y La Cruz, siendo el contacto con estas unidades irregular. Corresponde a una cuarzo-monzodiorita de clinopiroxeno de grano fino a medio con un índice de color ~35.

1.4.2.5 Estructuras magmáticas

A través de las distintas campañas de terreno realizadas por Santibáñez (2021), se establece la presencia de dos tipos de diques los cuales varían en composición, además de unos cuerpos magmáticos denominados budines. Sin embargo, en el presente estudio se logró identificar diques máficos ubicados en la Unidad magmática La Leonera, los cuales serán descritos en el capítulo de Resultados.

1.4.2.5.1 Diques Leucocráticos

Es posible identificar al menos dos familias de diques leucocráticos, los cuales intruyen distintas unidades magmáticas.

- **Familia I:** Intruye las Unidades La Leonera, La Cruz (Figura 10) y La Parva, corresponde a una *cuarzo-monzodiorita* y *monzogranito* holocristalino de grano fino a medio con un índice de color ~ 25. Su mineralogía corresponde a plagioclasa (30 – 35%), piroxenos (4 – 25%), feldespato potásico (10 – 23%), cuarzo (5 – 23%), biotita (7 – 10%), hornblenda (0 – 15%), opacos, apatito y circón (3 – 5%). Se reconoce principalmente una textura porfírica, donde los fenocristales corresponden a plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, piroxeno y hornblenda de tamaño superior a 1 mm.

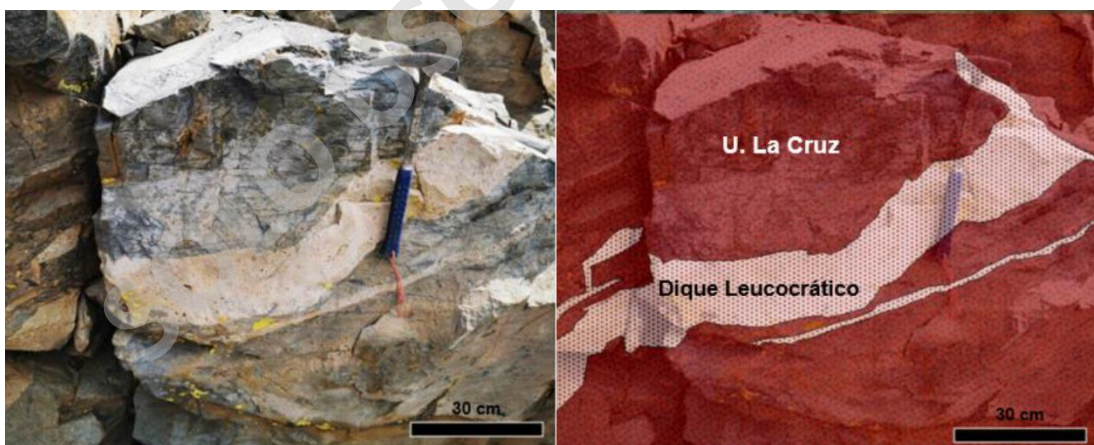


Fig. 10: Foto de contacto entre dique leucocrático (Familia I) con la Unidad La Cruz. Tomada de Santibáñez (2021).

- **Familia II:** Intruye la Unidad Villa Paulina (Figura 11), corresponde a un *sienogranito* holocristalino de grano fino a medio con un índice de color ~ 7. Su mineralogía corresponde a plagioclasa (8%), cuarzo (40%), feldespato potásico (45%), piroxeno

(1%), biotita (2%), hornblenda (1%), opacos, apatito y circón (3%). Se reconocen las texturas fanerítica, gráfica, granofírica y simplectítica.

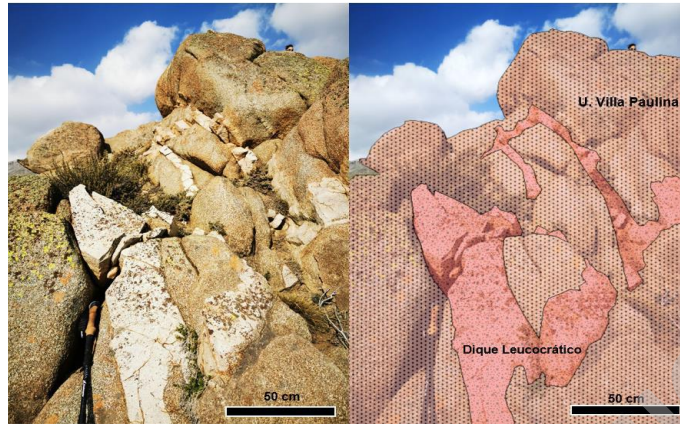


Fig. 11: Foto de contacto entre dique leucocrático (Familia II) con la Unidad Villa Paulina. Tomada de Santibáñez (2021).

1.4.2.5.2 Diques Máficos

Durante la primera campaña de terreno del presente estudio se logró identificar una familia de diques máficos, los cuales intruyen la Unidad La Leonera (Figura 12), corresponden a monzogabros holocristalino de piroxeno holocristalino de grano medio a grueso con un índice de color de ~25. Su mineralogía corresponde a plagioclasa (42%), cuarzo (5%), piroxeno (32%), biotita (6%), opacos (15%). Se reconocen las texturas fanerítica, glomeroporfírica, poiquilitica, además de crecimiento intersticial de cristales de piroxeno entre cristales de plagioclasa.

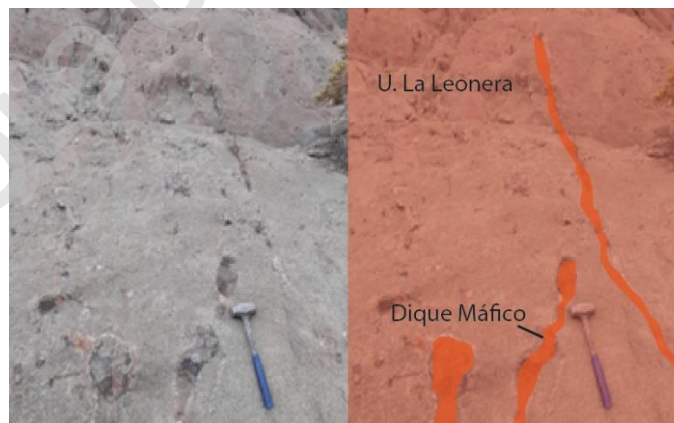


Fig. 12: Foto de diques máficos en la Unidad La Leonera.

1.4.2.5.3 Budines

Pertencen a estructuras leucocráticas con morfología ovalada de 3 m de largo y 1 m de ancho aproximadamente, se encuentran elongados en dirección NW-SE y presentan una

foliación representada por minerales de plagioclasa, la cual es paralela a la elongación de la estructura, con una orientación promedio N10W/85SW. Estos budines se encuentran acotados a la zona sur de la Unidad La Leonera, con un contacto irregular y nítido (Figura 13).



Fig. 13: Foto de Budín (diorita rica en Plg) en la Unidad La Leonera (gabro).

Corresponden a *dioritas de clinopiroxeno* holocristalina de grano medio, con un índice de color < 10 , textura fanerítica y acumulada con plagioclasa como mineral cumulado y piroxenos relleno de los espacios intersticiales. Su mineralogía comprende plagioclasa (80 – 82%), piroxeno (12 – 15%), minerales opacos y apatito (1%).

1.4.3 Características geoquímicas

El diagrama de álcalis, óxidos de Fe y óxidos de Mg (AFM) muestra una tendencia general de una signatura calcoalcalina, típica de arcos magmáticos de subducción, salvo por algunas muestras más básicas del Stock Yerba Loca, las cuales muestran una tendencia más bien toleítica (Figura 14). Además, el diagrama de contenido molar total de álcalis vs alúmina ($A/CNK - A/NK$) muestra una tendencia en el campo metaluminoso, excepto por las muestras más diferenciadas del Stock Yerba Loca, las cuales se encuentran en el campo peraluminoso (Figura 14). Esto podría ser explicado por un clásico modelo de evolución de arcos magmáticos en subducción, como el planteado por Otamendi et al., (2012) y Ducea et

al., (2015), donde las rocas plutónicas calcoalcalinas evolucionan mediante cristalización fraccionada a partir de un magma básico, acompañado de la interacción con fundidos félsicos formados en la corteza y/o con la asimilación de la roca de caja (Santibáñez, 2021).

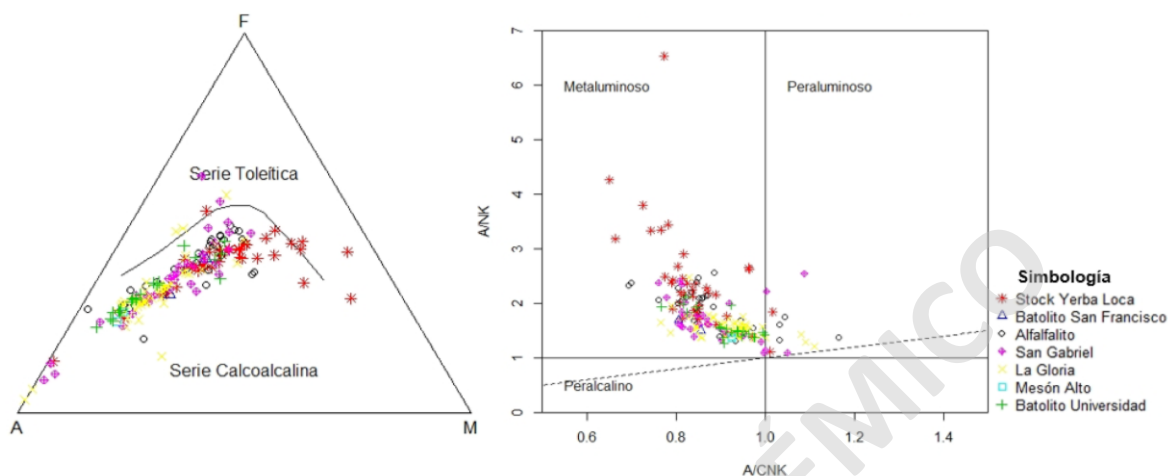


Fig. 14: Diagramas AFM (izquierda) y A/CNK – A/NK (derecha) para los distintos plutones del arco magmático Mioceno de Chile Central. Tomado de Santibáñez (2021).

Los diagramas Harker de óxidos versus el contenido de SiO_2 (Figura 15) muestra una relación negativa de Al_2O_3 , MgO , CaO y FeO^* versus SiO_2 y una correlación positiva para Na_2O y K_2O versus SiO_2 (Santibáñez, 2021).

Los diagramas LILE consideran los elementos Ba, Rb y Sr, los cuales muestran un aumento en las concentraciones de Ba y Rb a medida que aumentan las concentraciones de SiO_2 , donde se evidencia un aumento de la proporción en que aumentan las concentraciones de Rb a partir de los 51 wt.% de SiO_2 aproximadamente. Por otro lado, se observa una disminución en las concentraciones de Sr a medida que aumentan las concentraciones de SiO_2 , destacándose la Unidad La Leonera, la cual presenta una mayor dispersión en sus concentraciones respecto a las demás unidades (Figura 16) (Santibáñez, 2021).

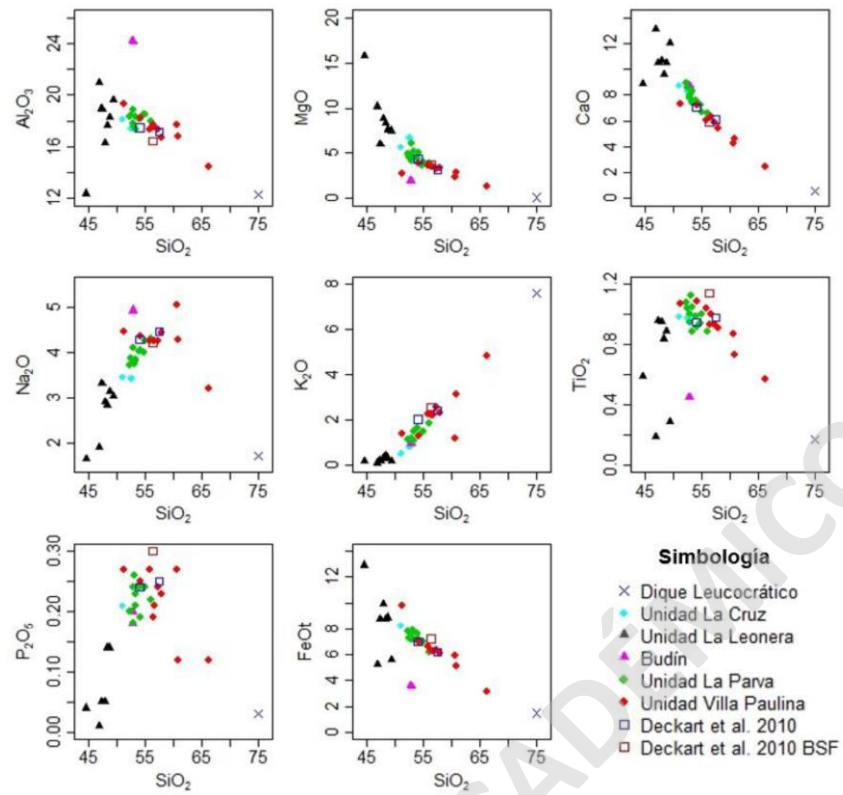


Fig. 15: Diagramas Harker de elementos mayores para las distintas unidades del Stock Yerba Loca. Tomado de Santibáñez (2021).

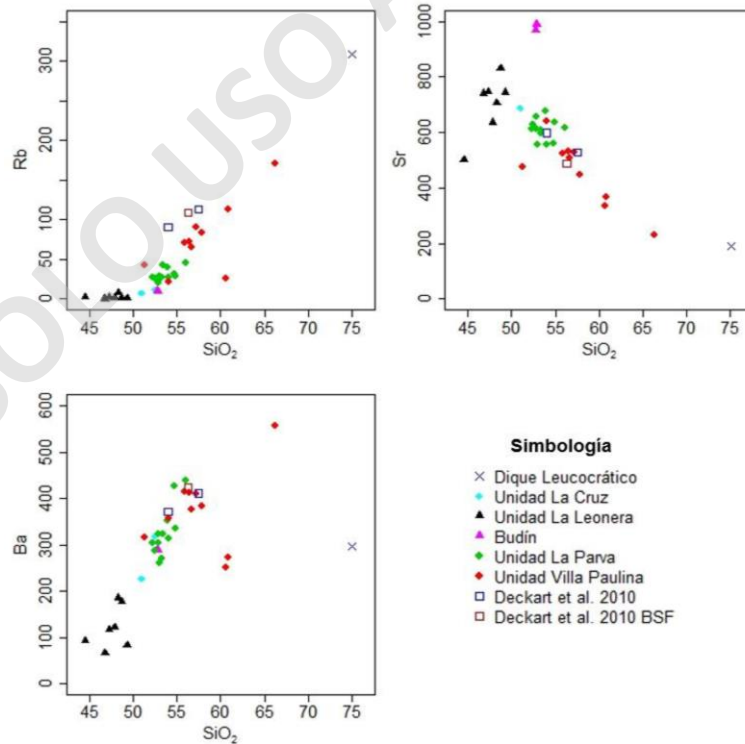


Fig. 16: Diagramas de Large Ion Lithophile Elements (LILE) para las distintas unidades del Stock Yerba Loca. Tomado de Santibáñez (2021).

Los diagramas HFSE (Figura 17) consideran los elementos Th, Hf, Zr, Y, Nb y Ce, los cuales presentan un aumento en sus concentraciones a medida que aumentan las concentraciones de SiO₂, destacándose un aumento en la proporción en que aumentan las concentraciones de Th y Nb a partir de los 50 wt% de SiO₂ aproximadamente (Santibáñez, 2021).

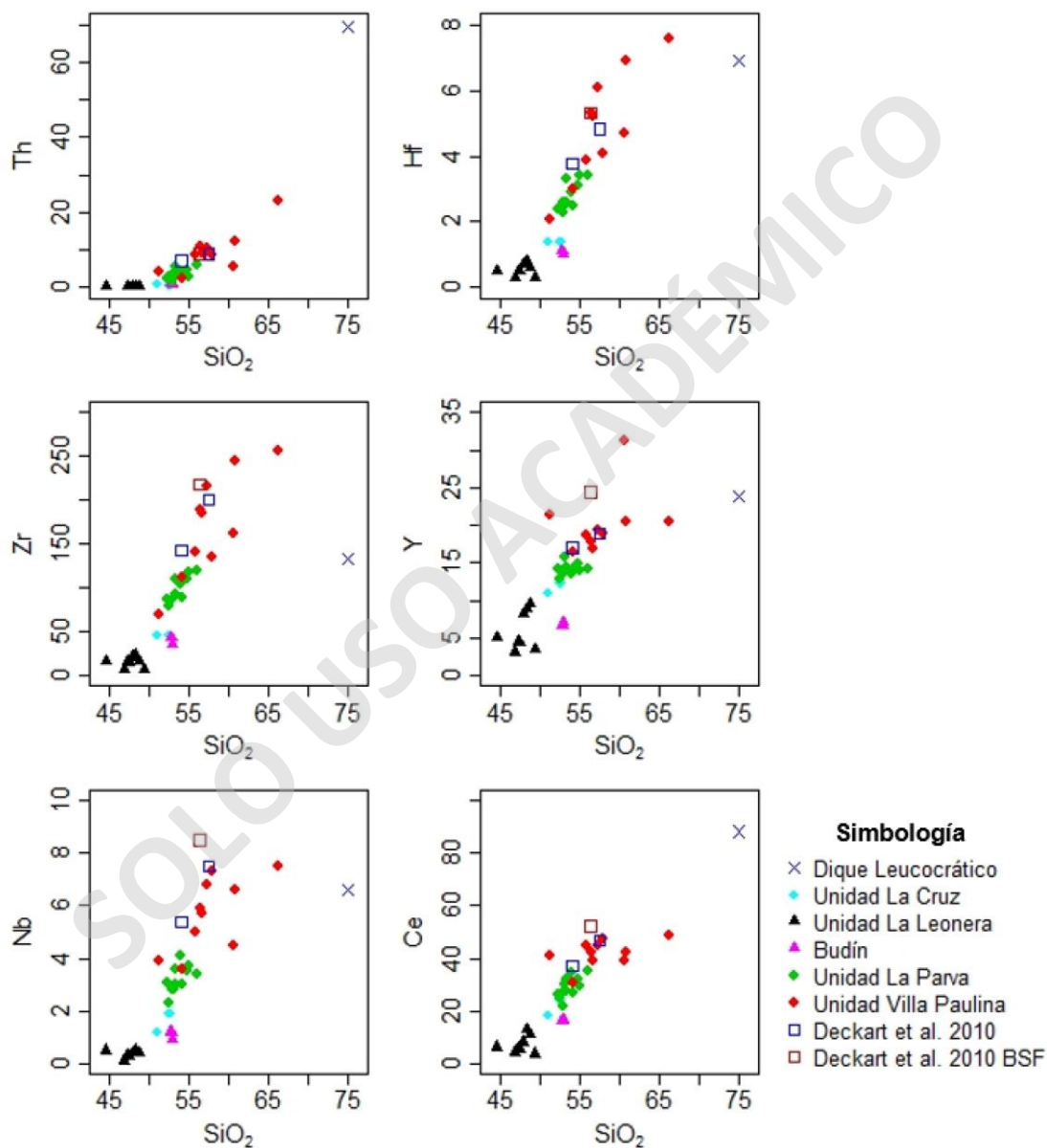


Fig. 17: Diagramas High Field Strength Elements (HFSE) de las distintas unidades del Stock Yerba Loca. Tomado de Santibáñez (2021).

El diagrama Spider multielemento normalizado a condrito muestra para las unidades magmáticas definidas un enriquecimiento en Tierras Raras Livianas (LREE), con un patrón homogéneo que se va empobreciendo progresivamente hacia las tierras raras pesadas (HREE), donde las distintas unidades magmáticas presentan una tendencia paralela entre sí, pero con distintas anomalías de Eu (Figura 18). La Unidad La Leonera presenta las menores concentraciones de REE y una anomalía de Eu positiva, seguido de las Unidades La Cruz y La Parva, con ausencia de anomalía de Eu, y la Unidad Villa Paulina que presenta mayores concentraciones de REE y una anomalía de Eu negativa. Finalmente, el dique leucocrático es el que presenta las mayores concentraciones de REE y una anomalía de Eu negativa muy fuerte (Santibáñez, 2021).

Una anomalía levemente negativa de Eu (Figura 18) podría sugerir un fraccionamiento de clinopiroxeno, mientras que un enriquecimiento de REE pesadas podría sugerir que el anfíbol y granate podrían ser fases residuales menores de la fuente magmática.

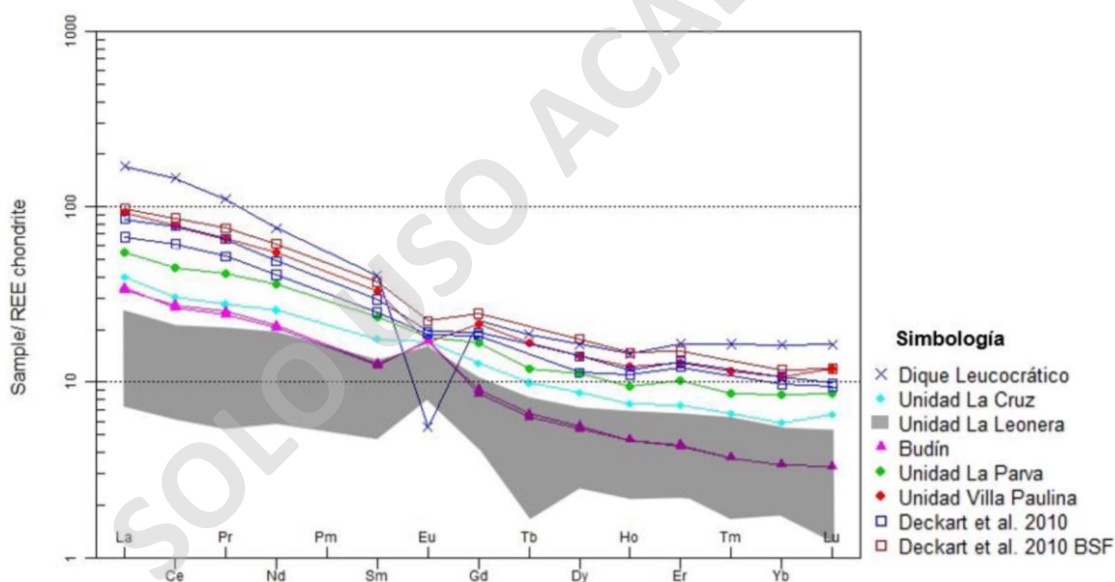


Fig. 18: Diagrama Spider multielemento. Tomado de Santibáñez (2021).

En el caso del Stock Yerba Loca se tiene una relación Ta/Yb más alta respecto a la relación Ba/Th, la cual es menor (Figura 19), lo que indica que hubo una influencia del manto enriquecido (N-MORB: Ta/Yb = 0.04; Ba/Th = 52.5; Sun et al., 1989) y/o sedimentos terrígenos reciclados (Pearce et al., 2005). Es en esta misma figura donde se observa que la relación Ba/La es menor a la relación La/Yb, la cual es creciente, lo cual podría indicar un leve aumento de la participación de sedimentos terrígenos durante la génesis.

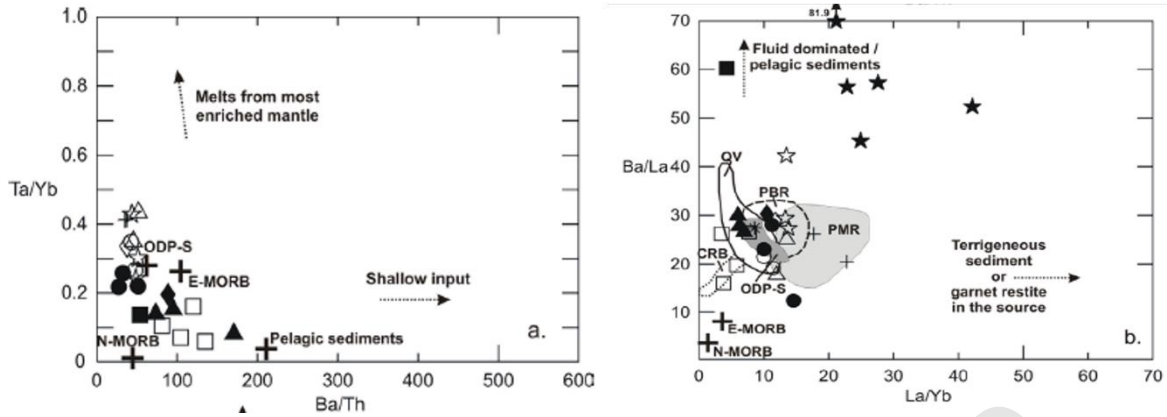


Fig. 19: Gráficos de razones de elementos traza que muestran la tendencia del material involucrado durante la génesis del magma. Tomado de Deckart et al. (2010).

En cuanto a la composición isotópica de Hf en los circones del Stock Yerba Loca, las rocas de este tienen una marcada tendencia a altas concentraciones de este elemento (Figura 20), lo cual puede dar indicio de un ascenso casi directo, es decir, no hubo cambios en la química de sus rocas ni un reequilibrio en sus cristales, además de una baja contaminación cortical.

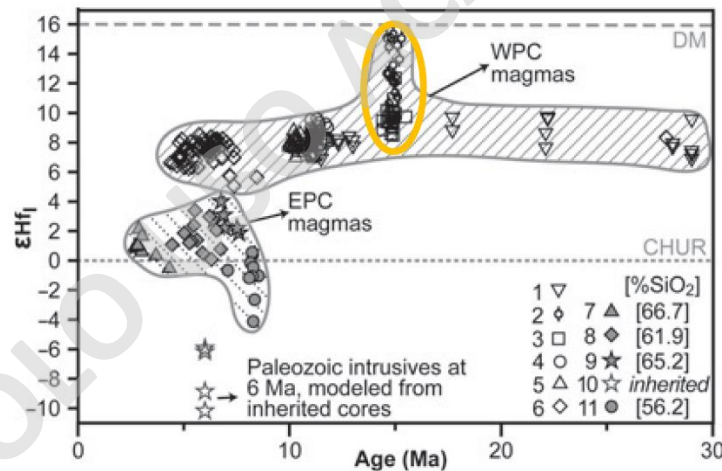


Fig. 20: Gráfico de isótopos de Hf en circones. Tomado de Muñoz et al. (2013).

1.4.4 Antecedente de ascenso de magma transcortical en las cercanías del Stock Yerba Loca

Gutiérrez et al., (2018) realizó un estudio sobre el emplazamiento del Plutón La Gloria, ubicado a unos 17 km del Stock Yerba Loca (Figura 21), tiene una edad de entre 11.3 a 10.2 Ma datada a partir del método U-Pb en circones, con un patrón de edades decrecientes a lo largo del eje de plutón de sur a norte.

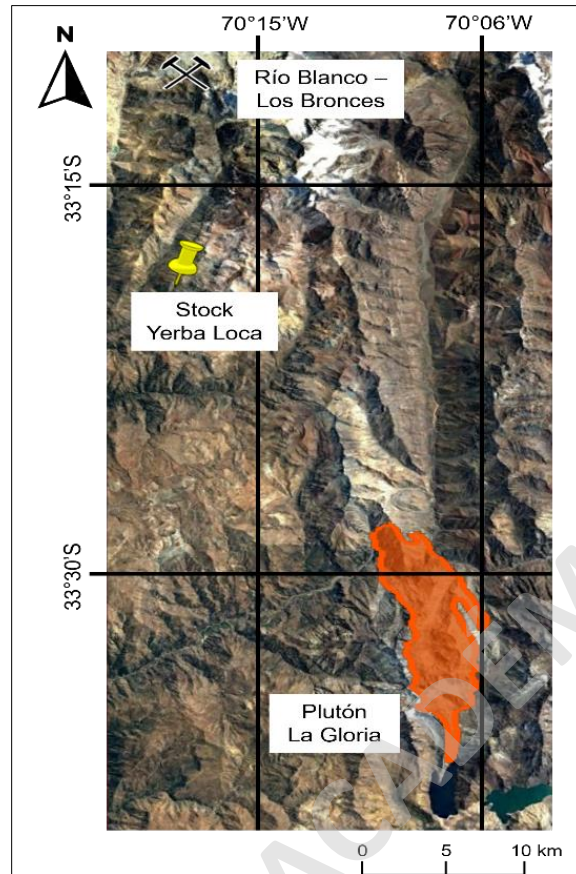


Fig. 21: Mapa de ubicación del Plutón La Gloria respecto al Stock Yerba Loca.

Utilizando la mineralogía y fábrica magnética, junto con la distribución de edades dentro del plutón, establece un posible escenario para el emplazamiento del plutón (Figura 22) en el cual el Plutón La Gloria representa un conducto horizontal, ubicado lateralmente como un reservorio de magma, que se llenó progresivamente desde una zona de alimentación fija situada debajo del margen norte del plutón. Lo que esto quiere decir, es que existe una zona de ascenso de magma vertical localizada cerca del sector Los Bronces, por lo que este plutón representaría la parte superior de una extensa columna de diferenciación magmática con origen en las zonas profundas de la Corteza Inferior a Media.

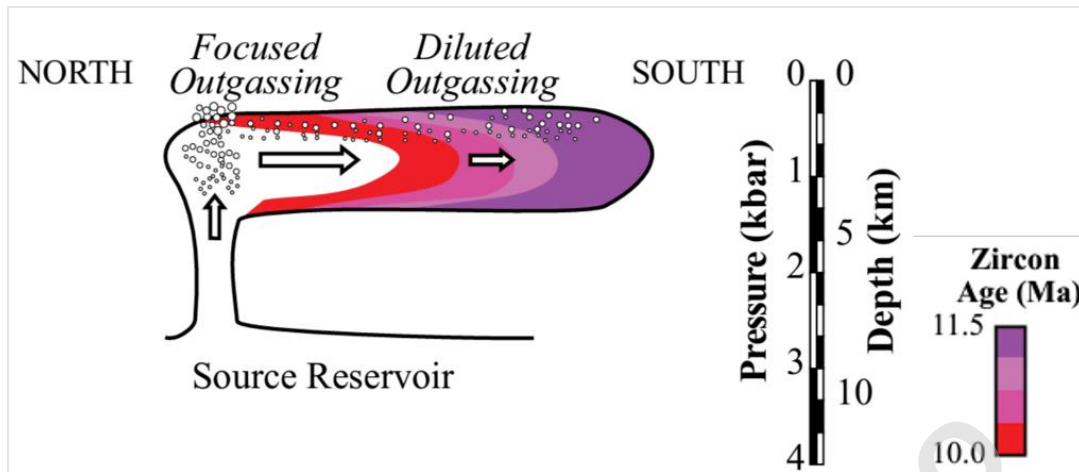


Fig. 22: Posible escenario de emplazamiento que explica la progresión de la edad datada en circones del Plutón La Gloria. Tomada de Gutiérrez et al. (2018).

1.5 Formulación de la problemática

En el estudio realizado por Santibáñez (2021) se establece un orden de cristalización de las diversas unidades que contiene el Stock Yerba Loca.

En primer lugar, se emplazó un magma inicial correspondiente a la Unidad La Cruz, el cual se fraccionó acompañado de un proceso de separación de fases, generando un cumulado y un líquido residual más diferenciado, dando origen a la Unidad La Leonera, posteriormente con la continua cristalización del fundido segregado en el proceso anterior, comienzan a fraccionarse distintas fases minerales dando paso a la Unidad La Parva, tras la formación de esta unidad queda un fundido residual más diferenciado, el cual se comienza a fraccionar formando un sólido equivalente a la Unidad Villa Paulina. En las etapas tempranas de la cristalización de esta unidad, el fundido aprovecha los planos de debilidad de las unidades ya formadas para intruirlas mediante diques, los cuales representan a la primera familia de diques leucocráticos. Durante la formación de la Unidad Villa Paulina se genera un tercer cumulado dando origen a los budines, y en las etapas finales de la cristalización de esta unidad ocurre una última separación de fases, segregando un fundido residual aún más diferenciado, originando la segunda familia de diques leucocráticos.

El problema es que lo expuesto anteriormente no se puede demostrar solo con geoquímica de roca total por lo que se necesita hilar en la química mineral para poder establecer una relación entre los minerales que se habrían acumulado y los magmas o las rocas que representan al magma fuente.

1.6 Hipótesis

La química mineral del Stock Yerba Loca da cuenta de múltiples eventos magmáticos que permitieron construir el reservorio de magma. La química mineral de las fases presentes en las rocas que componen al stock permite determinar las condiciones intensivas de la evolución del sistema, permitiendo reconocer las condiciones de ascenso de estos pulsos, así como también de reflejar procesos de diferenciación magmática que ocurrieron tanto en el nivel de emplazamiento como en profundidad. Por lo que, teniendo en cuenta el modelo evolutivo planteado por Santibáñez (2021) se esperarían bajas presiones de emplazamiento, un empobrecimiento de #An en las plagioclasas de las unidades más diferenciadas (La Parva, Villa Paulina y Budines) y enriquecimiento de este mismo para la Unidad La Leonera. Sin embargo, para el Plutón La Gloria, ubicado cerca de la zona de estudio, Gutiérrez et al., (2018) planteó que debe existir una zona de ascenso de magma transcortical, de esta manera, y acompañado de lo planteado por Muñoz et al., (2013) respecto a la alta signatura isotópica de Hf presente en el Stock Yerba Loca, se esperaría encontrar altas presiones de cristalización.

Teniendo en cuenta estas dos opciones, se da paso a definir cuál de las dos (diferenciación y generación de las unidades in situ o ascenso de magma desde zonas profundas de la Corteza) se ve reflejada en la química mineral y condiciones intensivas que registra el Stock.

1.7 Objetivos

1.7.1 Objetivo general

Estimar las condiciones intensivas de emplazamiento (presión y temperatura) de las unidades que conforman al Stock Yerba Loca.

1.7.2 Objetivos específicos

- (1) Determinar, a partir de geotermobarometría las variables intensivas de cada unidad magmática y determinar la etapa del enfriamiento del stock durante la cual cristalizaron.

- (2) Establecer la relación genética entre las fases minerales que componen a las diferentes unidades, a través de estudios de química mineral del stock.
- (3) Enlazar los procesos de diferenciación magmática y la historia evolutiva del Stock Yerba Loca.

1.8 Metodología

En primer lugar, se realizó una compilación bibliográfica publicada previamente por distintos autores con la finalidad de reunir antecedentes sobre la génesis, diferenciación y evolución del Stock Yerba Loca.

1.8.1 Campañas de terreno

La primera campaña de terreno se realizó en enero del año 2022 con la finalidad de realizar un reconocimiento del área de estudio y obtención de muestras de mano para familiarizarse con las distintas unidades magmáticas del Stock Yerba Loca (Figura 23). El objetivo principal es abarcar los diferentes puntos de interés del stock, tales como los budines, diques máficos ya que en estos lugares no se contaba con gran densidad de datos previos.

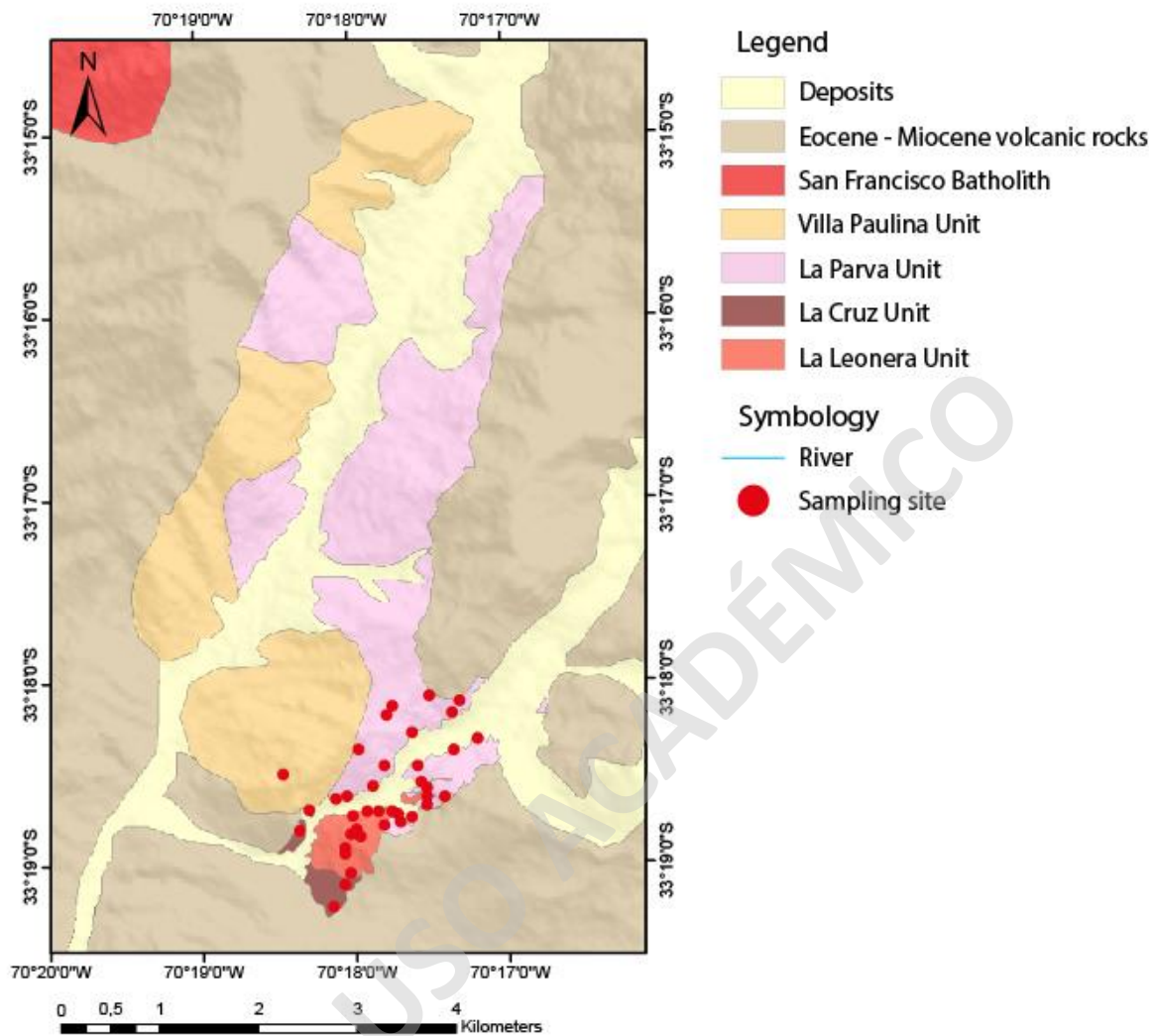


Fig. 23: Mapa petrológico del Stock Yerba Loca, con la ubicación de las muestras recolectadas para análisis petrológico.

1.8.2 Análisis petrográfico (obj. 1 y 2)

Realizar una caracterización y descripción petrográfica de las muestras obtenidas en terreno mediante descripciones de muestra de mano y microscopía óptica en el Laboratorio Microscópico de la Universidad Mayor, esta caracterización será útil para determinar el tipo de roca, la unidad magmática que se está estudiando junto con su mineralogía para determinar los puntos de estudio para el análisis SEM – EDS (metodología 1.8.3). En este punto se cuenta con 67 rocas para muestra de mano, 20 muestras de corte pulido y 54 muestras de corte transparente.

1.8.3 Análisis SEM – EDS (obj. 1, 2 y 3)

La espectroscopía de rayos X de energía dispersiva (EDS) permite obtener un análisis de la química elemental del material estudiado. Para realizar estos análisis se envían 20 muestras de microscopía óptica al Laboratorio de Nanotecnología de la Universidad Mayor, previamente descritas en el Laboratorio de Microscopía de la Universidad Mayor con la finalidad de obtener la química mineral de la muestra. La medición de los distintos puntos fue realizada a partir de secciones delgadas pulidas cubiertas por carbón en el laboratorio químico del Sernageomin.

A partir de los datos de química mineral entregados, se establece una relación entre las fases minerales de las distintas unidades magmáticas. Este análisis se realizará a más detalle en la fase mineral principal, la cual pertenece a la plagioclasa, además de cristales de piroxeno y olivino, para luego generar gráficos que reflejen el porcentaje de los distintos elementos comprendidos en la fase mineral (#An en el caso de las plagioclasas, #Mg en clinopiroxenos/ortopiroxenos y #Fo para el olivino) y así establecer una relación genética entre estos.

1.8.4 Estudios de geotermobarometría (obj. 1)

Se realiza un estudio de geotermobarometría a partir de los datos obtenidos del análisis de química mineral, con la finalidad de obtener las variables intensivas de formación de cada unidad magmática del Stock Yerba Loca. El método de geobarómetro escogido es el de clinopiroxeno (Wang et al., 2021), debido a la presencia de esta fase mineral en las rocas que componen al stock y a que los cristales son homogéneos, por lo que las condiciones intensivas obtenidas representarían las condiciones magmáticas sobre el *solidus*. Para lo cual se debe identificar cristales de clinopiroxeno en las distintas rocas que componen al stock, esta búsqueda se lleva a cabo en el punto 1.8.2 de la metodología.

2 Resultados: Petrografía y Química mineral del Stock Yerba Loca.

2.1 Introducción

Santibáñez (2021) realizó la descripción petrográfica del Stock Yerba Loca donde identificó este plutón como uno heterogéneo de cuatro unidades magmáticas (a) La Leonera, (b) La Cruz, (c) La Parva y (d) Villa Paulina las cuales tienen composiciones que varían en el rango de gabro a cuarzo-monzodiorita y se encuentran en contacto por intrusión (Figura 10). En el presente estudio, se utilizaron 20 muestras de corte transparente-pulido escogidas estratégicamente para abarcar todo el rango de composiciones presentes en el stock y sus estructuras magmáticas (Figura 24), las cuales fueron descritas en base a un microscopio petrográfico.

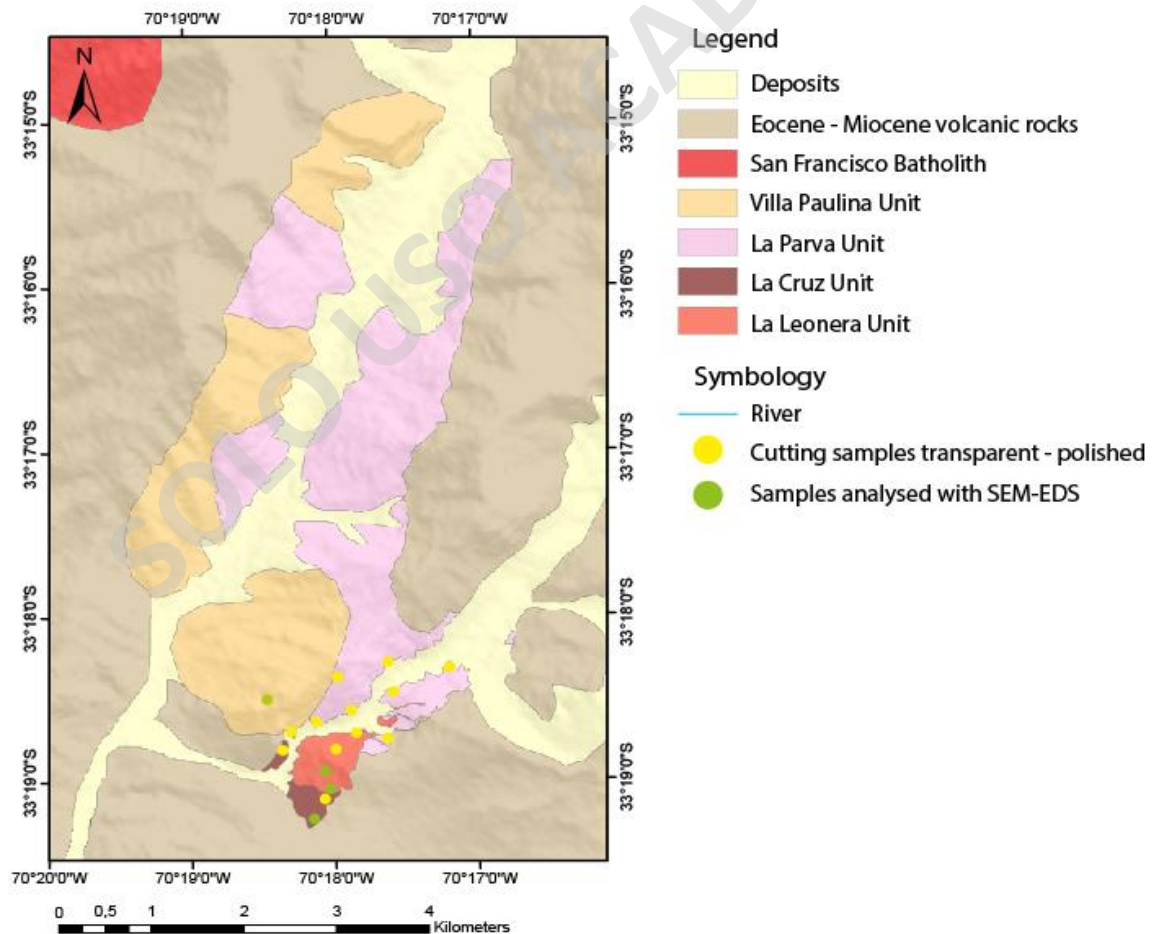


Fig. 24: Mapa litológico del Stock Yerba Loca junto con la ubicación de las muestras utilizadas en el presente estudio.

2.2 Petrografía

Las muestras descritas en este estudio se ubican en el rango de gabro hasta monzogranito (Figura 25), siendo la unidad más máfica La Leonera y la más félsica los diques leucocráticos.

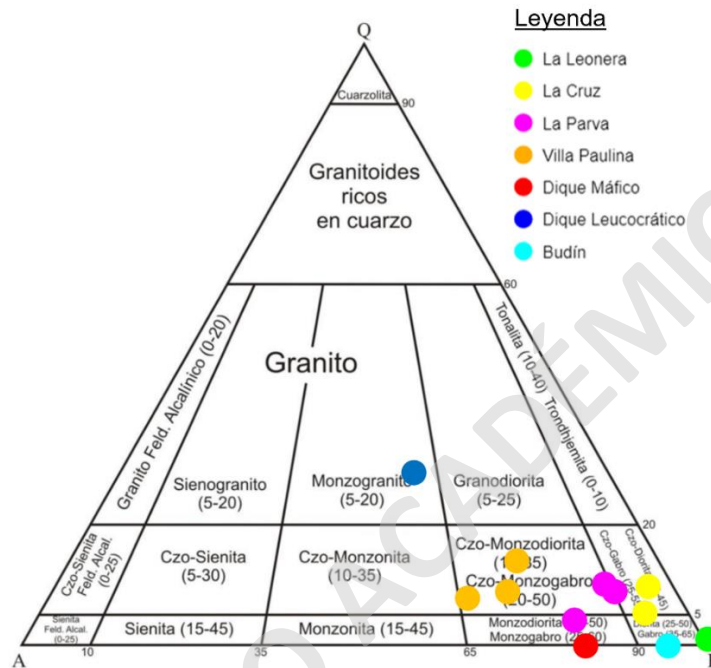


Fig. 25: Diagrama de Streckeisen (1976) que muestra la composición modal de las muestras de corte transparente pulido analizadas en este estudio.

A continuación, se exponen los resultados de la descripción petrográfica de las muestras seleccionadas en este estudio, representativas de las distintas unidades previamente mencionadas.

- (1) Unidad La Leonera: Las muestras representativas de esta unidad pertenecen a las 19YL0401, 20YL1101 y 20YL1202. Esta unidad corresponde a un gabro de clinopiroxeno (Figura 25) holocristalino de grano fino a medio, hipidiomórfico, con un índice de color ≥ 50 . Las texturas presentes son fanerítica, poiquilítica (con chadacristales de biotita en oikocristales de plagioclasa, chadacristales de opacos y plagioclasa en oikocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno). Además, se observa textura ortocumulada con cristales de piroxeno rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa (Figura 26).

Su mineralogía consta de plagioclasa (45 – 50%) de hábito tabular, subhedrales a euhedrales de 1 a 4 mm; clinopiroxeno (20 – 30%) y ortopiroxeno (5 – 10%), ambos de hábito prismático, subhedral de 0.8 a 3.5 mm; olivino (5 – 15%) de hábito granular, subhedrales a euhedrales de 0.3 a 2.4 mm. Algunos cristales de olivino presentan fracturas con alteración de iddingsita y serpentina. Por otro lado, se observa biotita (1 – 4%) de hábito micáceo, anhedrales a subhedrales de 0.3 a 1 mm; opacos y apatito (3 – 8%) anhedrales a subhedrales de 0.4 a 3.2 mm.

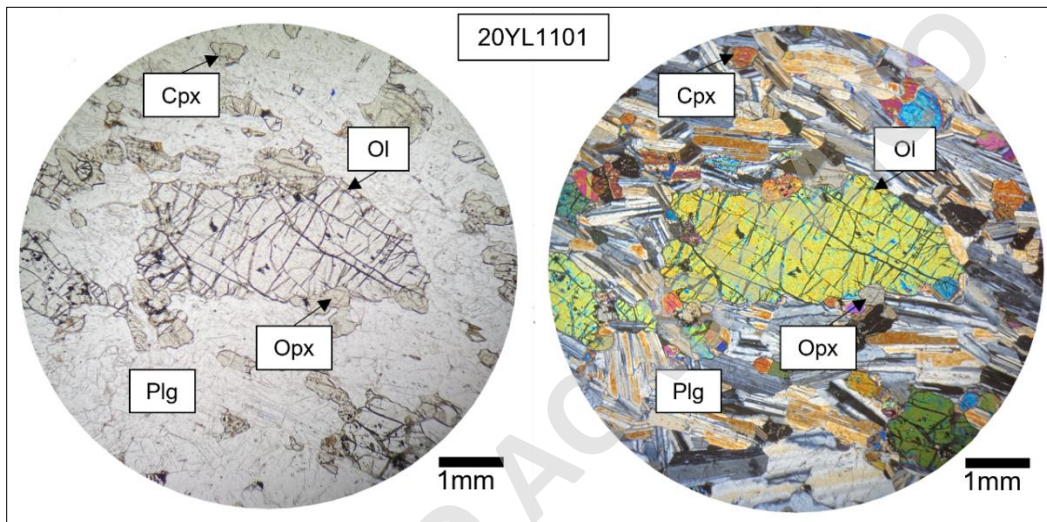


Fig. 26: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad La Leonera. A la izquierda se muestra el corte en nicoles paralelos y a la derecha en nicoles cruzados.

- (2) Unidad La Cruz: La muestra representativa de esta unidad pertenece a 19YL0701. Corresponde a una cuarzo-diorita de clinopiroxeno (Figura 25) holocristalina de grano fino a medio, hipidiomórfica, con un índice de color ~ 45. Se observan texturas fanerítica, poiquilítica (con chadacristales de opacos y plagioclasa en oikocristales de piroxeno). Además de textura ortocumulada con cristales de piroxeno y biotita rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa (Figura 27).

Su mineralogía consta de plagioclasa (45 – 50%) de hábito tabular, subhedrales a euhedrales de 0.3 a 2.5 mm; clinopiroxeno (20 – 30%) y ortopiroxeno (10 – 15%), ambos de hábito prismático, subhedrales de 0.2 a 1 mm; biotita (2 – 5%) de hábito micáceo, anhedral a subhedral de 0.3 a 0.8 mm; hornblenda (1 – 5%) de hábito prismático, anhedral de 0.3 a 0.5 mm; feldespato potásico (2 – 6%) de hábito

prismático, anhedral de 0.3 a 1.3 mm; cuarzo (1 – 4%) de hábito masivo, anhedral de 0.3 a 0.8 mm; opacos y apatito (4 – 8%) anhedrales de 0.3 a 0.9 mm.

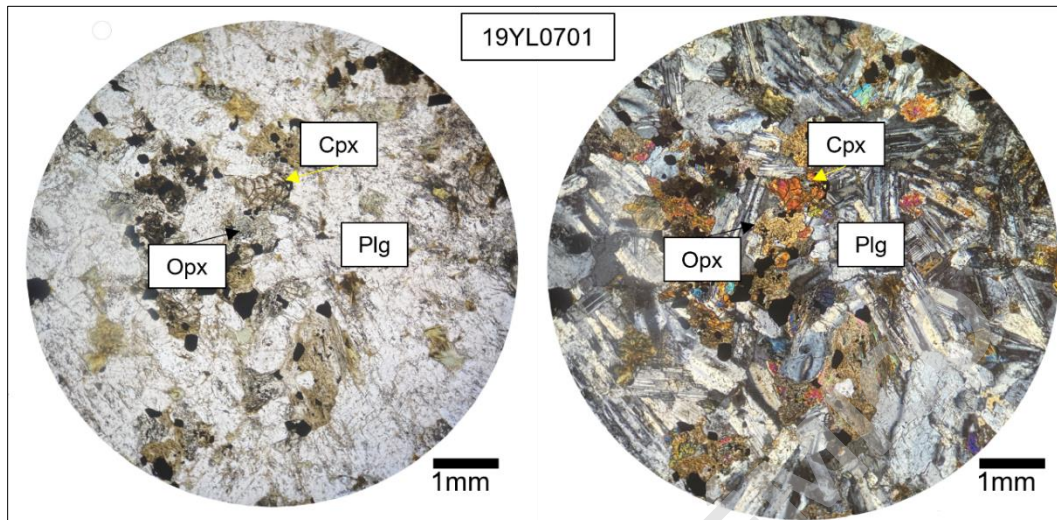


Fig. 27: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad La Cruz. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.

(3) Unidad La Parva: La muestra representativa de esta unidad pertenece a 19YL0501.

Corresponde a una monzodiorita de clinopiroxeno (Figura 25) holocristalina de grano fino a medio, hipidiomórfica, con un índice de color ~ 45. Las texturas presentes son porfírica con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, piroxeno y biotita, además de textura poiquilítica (con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno), consertal en cristales de cuarzo y mirmekítica (Figura 28).

Su mineralogía consta de plagioclasa (45 – 48%) de hábito tabular, subhedrales a euhedrales, estas se dividen en dos familias, la primera presenta tamaños de entre 1.5 a 5 mm y la segunda entre 0.2 a 0.8 mm; clinopiroxeno (20 – 35%) y ortopiroxeno (1 – 12%), ambos de hábito prismático, subhedrales de 0.4 a 2.4 mm; biotita (1 – 7%) de hábito micáceo, subhedral de 0.2 a 3.8 mm; hornblenda (1 – 5%) de hábito prismático, anhedral a subhedral de 0.1 a 0.15 mm; feldespato potásico (2 – 8%) de hábito prismático, anhedral a subhedral de 0.2 a 3 mm; cuarzo (1 – 4%) de hábito masivo, anhedral de 0.3 a 2.5 mm; opacos y apatito (5 – 10%) anhedrales de 0.2 a 1.3 mm. Los cristales de plagioclasa se encuentran en su mayoría alterados a sericita, mientras que algunos cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno se alteran a clorita.

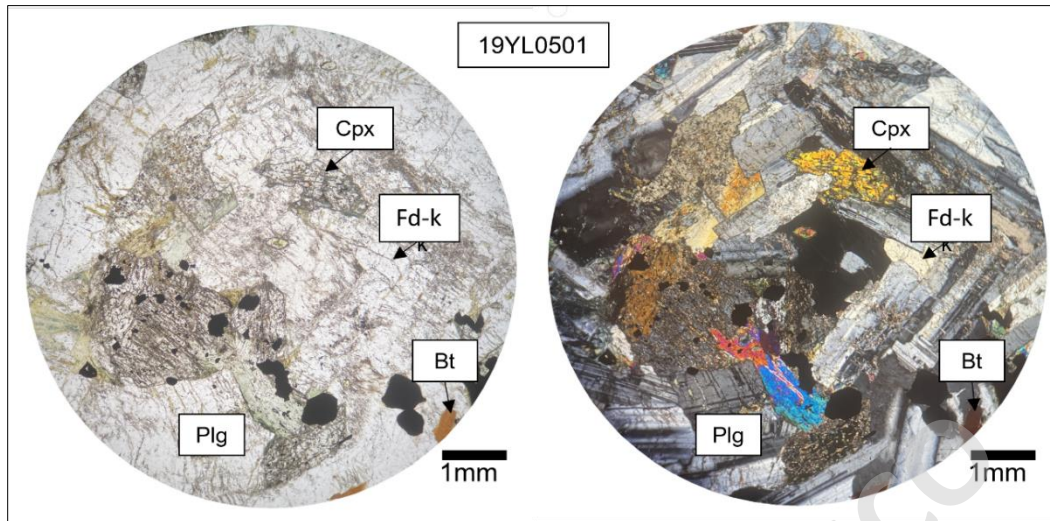


Fig. 28: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad La Parva. A la izquierda se muestra el corte en nicoles paralelos y a la derecha en nicoles cruzados.

(4) Unidad Villa Paulina: La muestra representativa de esta unidad pertenece a 19YL0601. Corresponde a una cuarzo-monzodiorita de clinopiroxeno (Figura 25) holocristalina de grano medio, hipidiomórfica, con índice de color ~ 35 . Presenta texturas fanerítica, poiquilítica (con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno), mirmekítica, consertal en cristales de cuarzo, gráfica y ortocumulada con cristales de cuarzo, feldespato potásico y hornblenda relleno de espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa (Figura 29).

Su mineralogía consta de plagioclasa (42 – 47%) de hábito tabular, subhedrales a euhedrales de 1.5 a 5 mm; clinopiroxeno (10 – 20%) y ortopiroxeno (1 – 3%), ambos de hábito prismático, subhedrales de 0.3 a 1.5 mm; biotita (2 – 5%) de hábito micáceo, subhedral de 1 a 3.3 mm; hornblenda (5 – 10%) de hábito prismático, anhedral a subhedral de 0.2 a 1.5 mm; feldespato potásico (12 – 15%) de hábito prismático, anhedral de 0.5 a 6.5 mm; cuarzo (5 – 10%) de hábito masivo, anhedral de 0.8 a 2 mm; opacos y apatito (5 – 7%) subhedrales de 0.2 a 1 mm. En su mayoría, los cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran levemente alterados a arcillas.

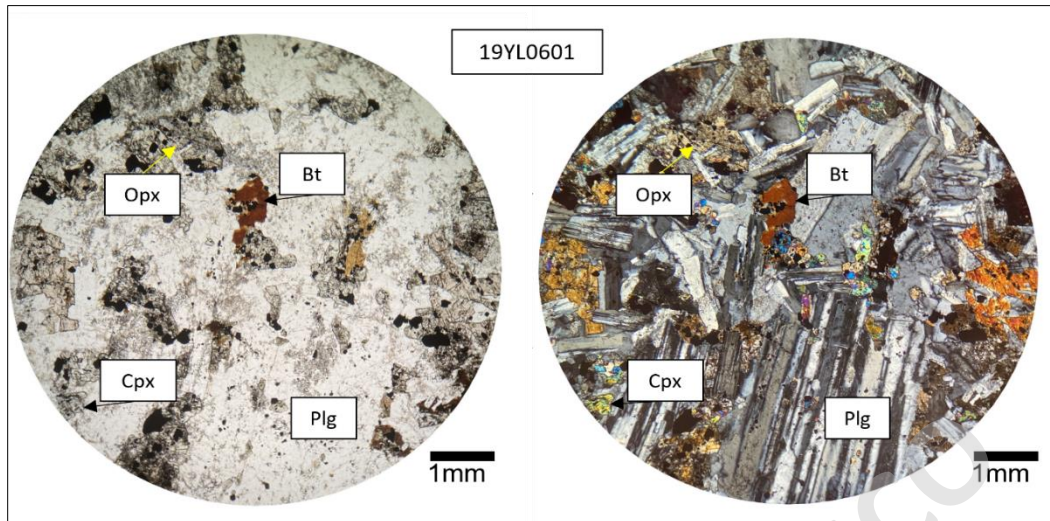


Fig. 29: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de la Unidad Villa Paulina. A la izquierda se muestra el corte en nicoles paralelos y a la derecha en nicoles cruzados.

- (5) Dique leucocrático: La muestra representativa de esta unidad pertenece a 20YL1501. Corresponde a un monzogranito de hornblenda (Figura 25) holocristalino de grano fino a medio, hipidiomórfico, con índice de color ~ 25 . Las texturas presentes son fanerítica, vermicular, gráfica y poiquilítica (con chadacristales de piroxeno en oikocristales de plagioclasa) (Figura 30).

Su mineralogía se compone por plagioclasa (32 – 37%) de hábito prismático, subhedral a euhedral de 0.8 a 4 mm; clinopiroxeno (1 – 20%) de hábito prismático, anhedral de 0.1 a 2.7 mm; biotita (5 – 12%) de hábito micáceo, subhedral de 0.1 a 0.9 mm; hornblenda (1 – 15%) de hábito prismático, anhedral de 0.1 a 2.2 mm; feldespato potásico (12 – 25%) de hábito prismático, anhedral de 0.07 a 2 mm; cuarzo (5 – 20%) de hábito masivo, anhedral de 0.07 a 1.5 mm; opacos y apatito (3 – 7%) anhedrales de 0.05 – 1 mm.

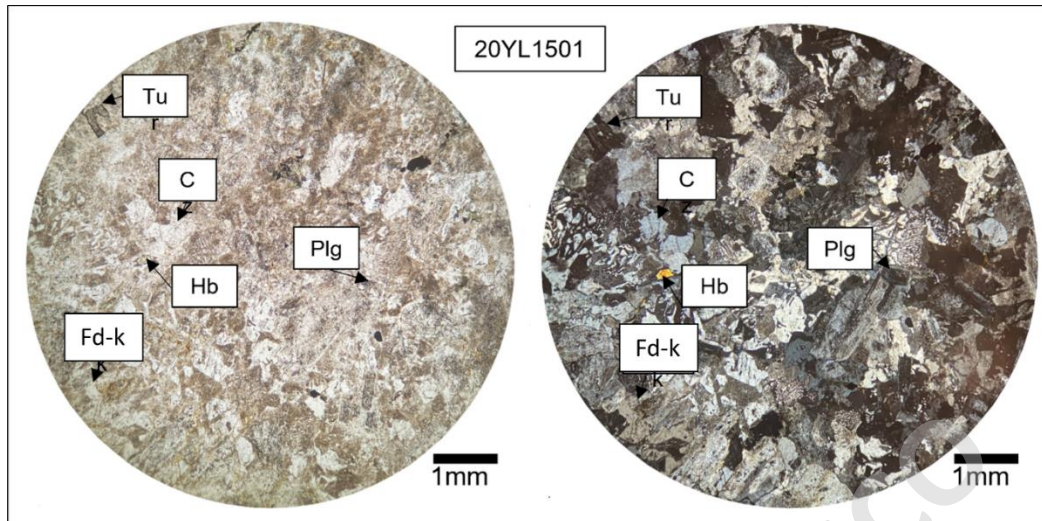


Fig. 30: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de Dique leucocrático. A la izquierda se muestra el corte en nícoles paralelos y a la derecha en nícoles cruzados.

- (6) Budín: La muestra representativa de esta unidad pertenece a 19YL0404. Corresponde a una diorita de clinopiroxeno (Figura 25) holocristalina de grano medio, hipidiomórfica, con índice de color < 10 . Las texturas que la componen son fanerítica, ortocumulada con piroxenos relleno de espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa y poiquilítica (con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno) (Figura 31).

Su mineralogía se compone de plagioclasa (83 – 92%) de hábito tabular, subhedral a euhedral de 1 a 3 mm; clinopiroxeno (7 – 15%) de hábito prismático, anhedral de 0.5 a 1.5 mm; opacos y apatito (3 – 5%) anhedrales de 0.1 a 0.5 mm. En su mayoría, los cristales de plagioclasa se encuentran levemente alterados a arcillas.

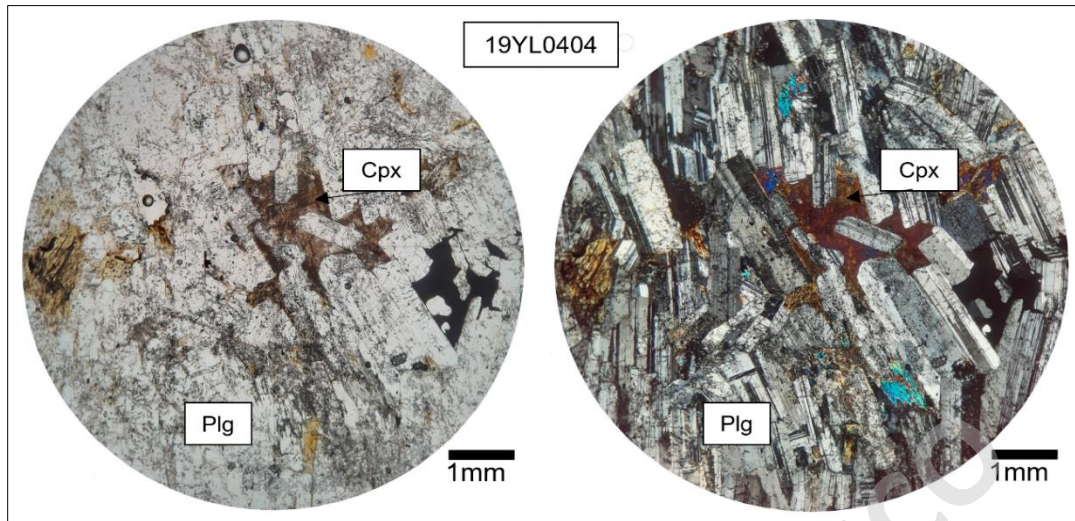


Fig. 31: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de Budín. A la izquierda se muestra el corte en nicoles paralelos y a la derecha en nicoles cruzados.

(7) Dique máfico: La muestra representativa de esta unidad pertenece a 19YL0404X. Corresponde a un monzogabro de clinopiroxeno (Figura 25) holocristalino de grano fino a medio, hipidiomórfico, con índice de color ≥ 50 . Las texturas que lo componen son fanerítica, ortocumulada y glomeroporfírica (Figura 32).

Su mineralogía consta de plagioclasa (40 – 47%) de hábito tabular, subhedral a euhedral de 0.2 a 2 mm; clinopiroxeno (15 – 25%) y ortopiroxeno (7 – 12%), ambos de hábito prismático, subhedral de 0.1 a 1 mm; biotita (3 – 8%) de hábito micáceo, anhedral a subhedral de 0.1 a 0.5 mm; cuarzo (3 – 8%) de hábito masivo, anhedral de 0.2 a 1 mm; opacos y apatito (12 – 18%) anhedral de 0.1 a 0.8 mm.

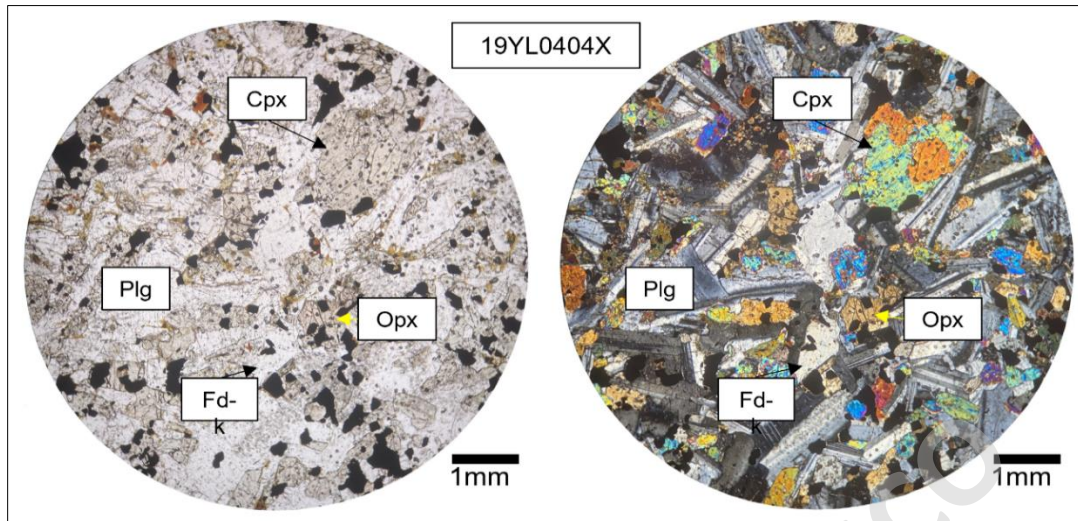


Fig. 32: Fotos de corte transparente pulido de la muestra representativa de Dique máfico. A la izquierda se muestra el corte en nicoles paralelos y a la derecha en nicoles cruzados.

2.3 Texturas principales

Algunas de las texturas identificadas en los cortes transparente pulido hacen referencia a la temporalidad de cristalización de sus componentes, mientras que otras pertenecen a texturas de desequilibrio, como la zonación en cristales de plagioclasa (Figura 33).

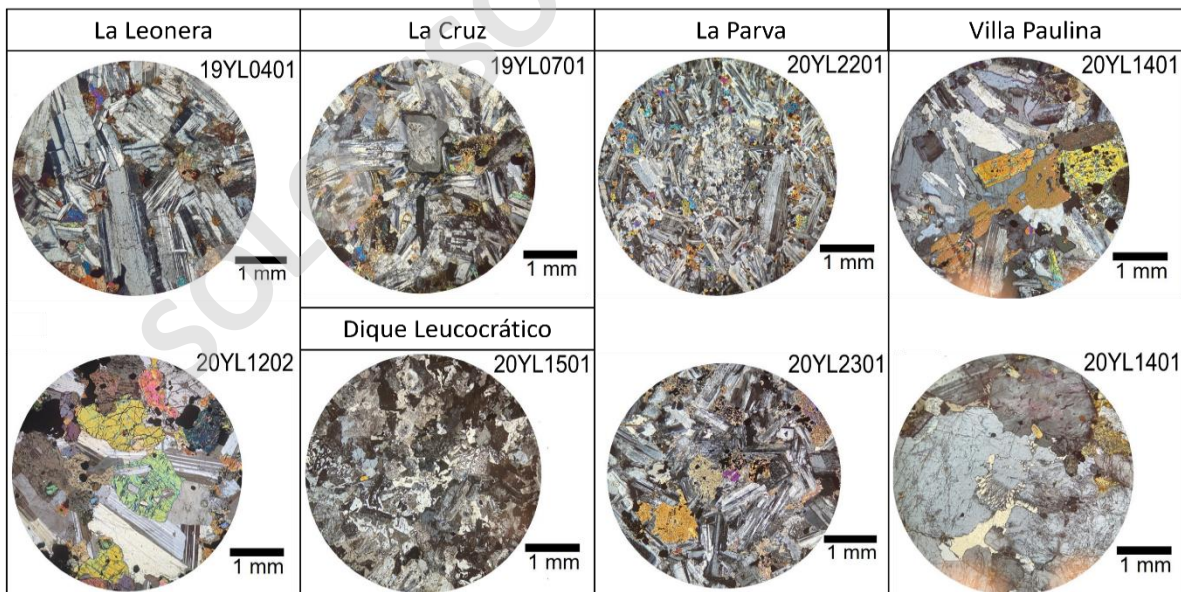


Fig. 33: Resumen textural. En la Unidad La Leonera se presentan las texturas ortocumulada y poikilitica, seguida por la Unidad La Cruz con una zonación en cristal de plagioclasa, los diques leucocráticos presentan textura gráfica y vermicular, la Unidad La Parva se presenta con texturas vermicular, poikilitica y mirmekítica, finalmente la Unidad Villa Paulina presenta textura poikilitica y gráfica.

2.3.1 Texturas indicativas de jerarquía de cristalización

Ortocumulada: Esta textura se presenta como la relación de minerales, unos como minerales cumulosos (Figura 34; plagioclasa) y otros como intercumulo (Figura 34; augita). En la Figura 35 se presentan dos casos análogos, en los que la relación de los minerales hace evidente que solo el borde exterior *A* de la augita es necesariamente de cristalización posterior que la plagioclasa y que la porción interna *B* puede haber cristalizado después de, o simultáneamente con la plagioclasa. Una conclusión sería que la augita cristalizó después de la plagioclasa cuando realmente la mayor porción de augita podría haber cristalizado antes. Por lo que, con certeza, se puede decir de ambos casos que la augita continuó cristalizando después que la plagioclasa cesó su cristalización.

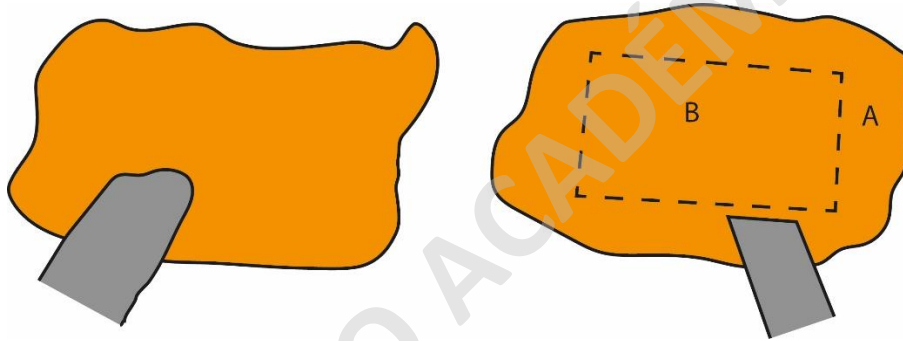


Fig. 34: Cristal de plagioclasa (color gris) subhedral (izquierda) y euhedral (derecha) en un cristal de augita (anaranjado). Modificado de Bowen (1912).

Esta textura está presente en las Unidades La Leonera, y Budines (Figura 35) con intercumulos de piroxeno en cúmulos de plagioclasa, además de la Unidad Villa Paulina con intercumulos de cuarzo y hornblenda en cúmulos de plagioclasa, en ambos casos los minerales cúmulos son euhedrales y los intercumulo anhedral. Debido a que los cristales intercumulo representan la cristalización del líquido intersticial, estos son los últimos en terminar de formarse. La textura ortocumulada cubre un 25-30% de la roca.

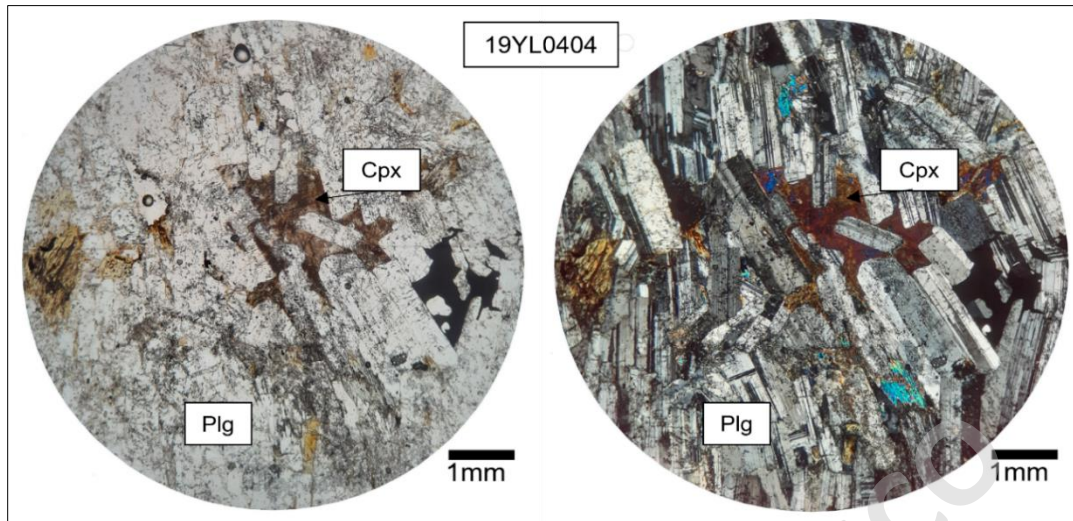


Fig. 35: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a Budín en donde se aprecia la textura ortocumulada, con intercumulos de clinopiroxeno en cúmulos de plagioclasa.

Poikilítica: Textura presente en las Unidades La Leonera (Figura 36) y La Cruz con chadacristales de opacos y plagioclasa en oikocristales de piroxeno (generalmente clinopiroxeno), La Parva, Villa Paulina y Budines con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno, además de Diques leucocráticos con chadacristales de piroxeno en oikocristales de plagioclasa. En este caso el mineral hospedante, correspondiente al oikocristal es el último en formarse. Esta textura abarca un 60-85% del total de la roca.

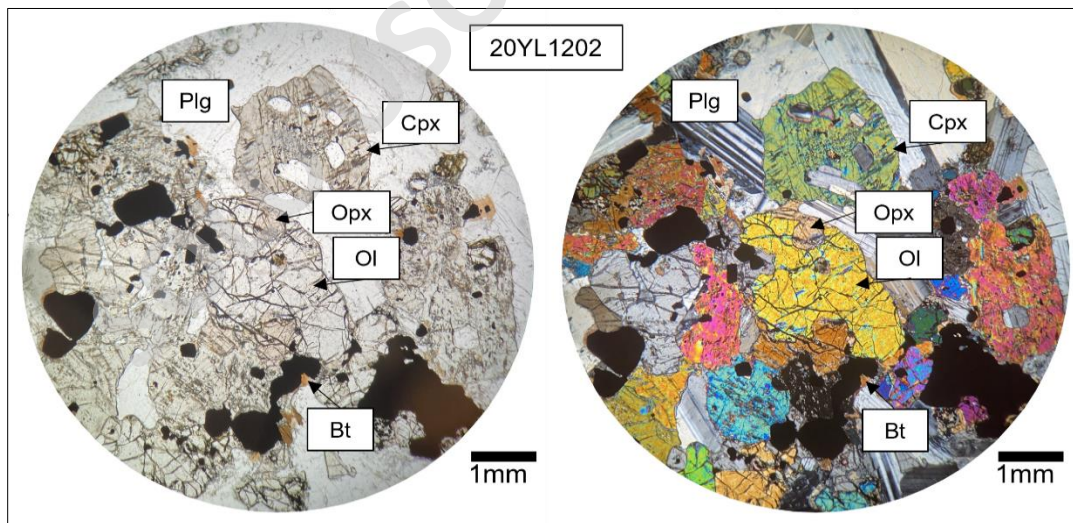


Fig. 36: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a La Leonera en donde se aprecia la textura poikilítica con chadacristales de plagioclasa en oikocristales de clinopiroxeno.

Gráfica: Textura presente en las Unidades Villa Paulina y Diques leucocráticos (Figura 37), la cual se debe a la cristalización simultánea de cuarzo y feldespatos potásico. Esta textura abarca un 15-20% de la roca.

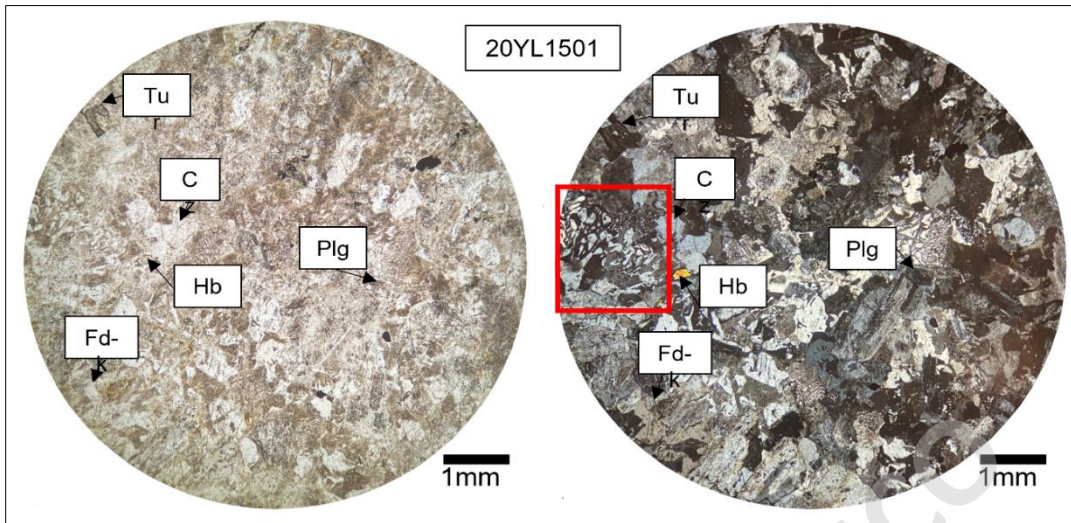


Fig. 37: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a Dique leucocrático en donde se aprecia la textura gráfica en la zona encerrada por el recuadro.

2.3.2 Textura de desequilibrio

La textura de desequilibrio presente en el Stock Yerba Loca pertenece a zonación concéntrica en cristales de plagioclasa de las Unidades La Cruz (Figura 38) y Budines.

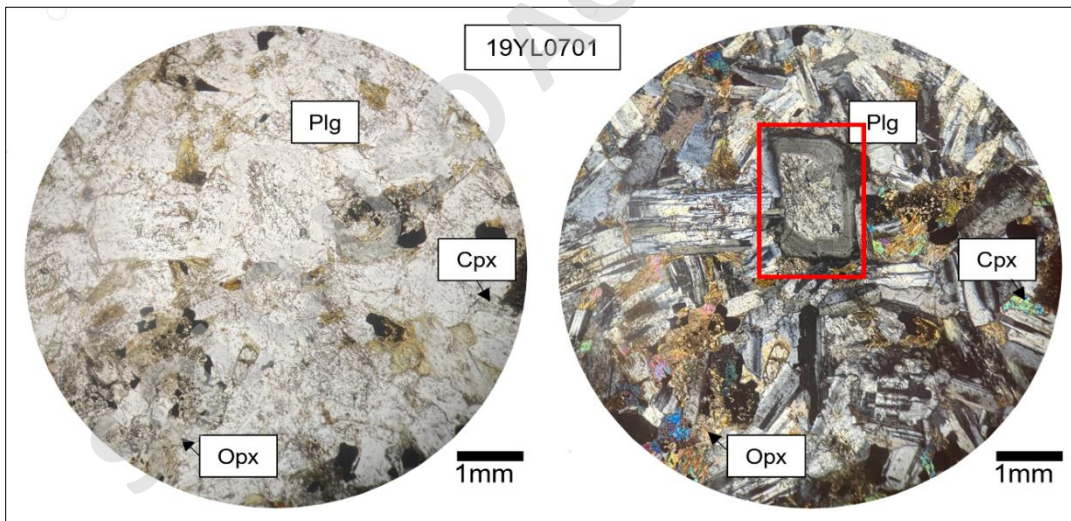


Fig. 38: Imagen de corte transparente-pulido perteneciente a La Cruz en donde se aprecia una zonación concéntrica en cristal de plagioclasa encerrada en el recuadro.

2.4 Química mineral del Stock Yerba Loca

Utilizando el SEM-EDS se midió la concentración de los elementos que componen a las principales fases minerales que conforman las rocas del Stock Yerba Loca (plagioclasa, piroxeno, olivino y óxidos de hierro). Se enfatizaron zonas donde se observan fases en equilibrio (especialmente ortopiroxeno y clinopiroxeno) y, de esta manera, utilizar el método geotermobarométrico seleccionado para el presente estudio y relacionar algunas unidades magmáticas según la química mineral de cristales de plagioclasa y de clinopiroxeno.

Se realizaron 305 análisis químicos puntuales, de los cuales 96 corresponden a feldespatos, 109 a clinopiroxenos, 7 a ortopiroxenos, 6 a olivinos y 55 a óxidos de Fe, el resto de los puntos pertenecen a biotitas, hornblenda, cuarzo y apatito (Figura 39). El tiempo de medición por cada punto fue de 40 segundos para así obtener una medición fiable de los elementos mayores presentes en las distintas fases minerales.

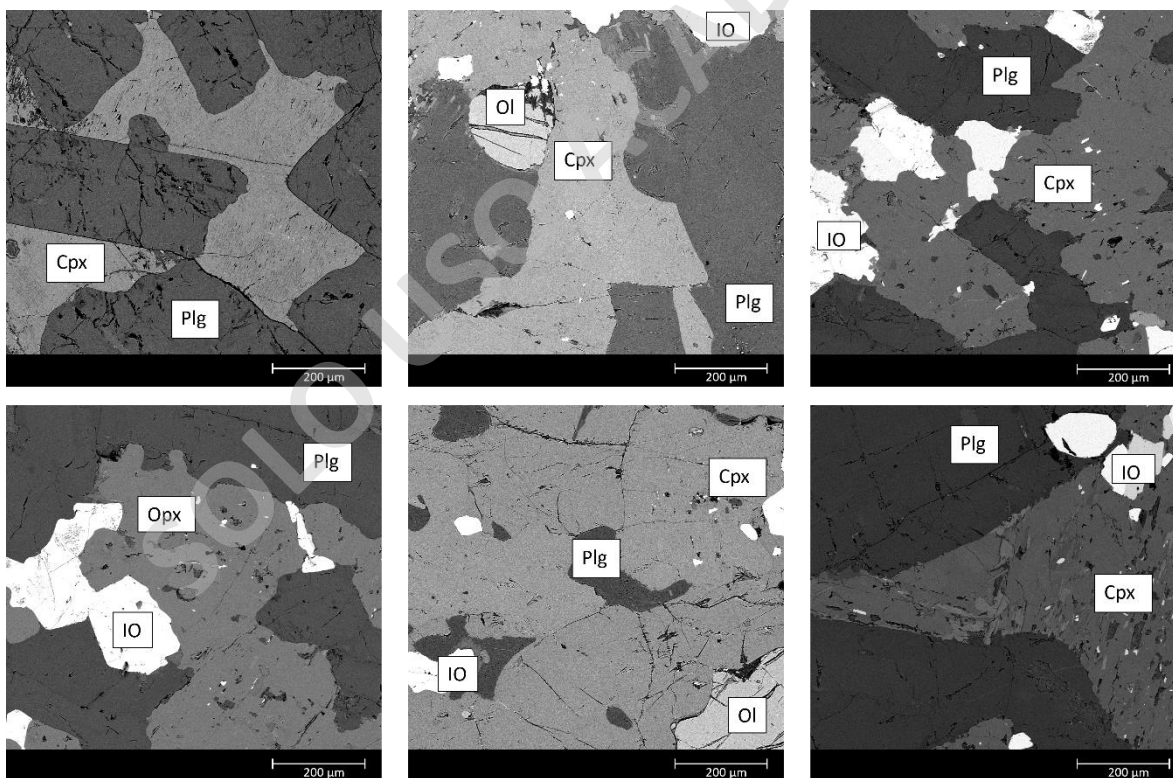


Fig. 39: Imágenes SEM-EDS de algunas de las muestras analizadas. Plg: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno, Opx: Ortopiroxeno, Ol: olivino, IO: óxidos de Fe (abreviatura en inglés).

Con la finalidad de obtener la química mineral de plagioclasas, ortopiroxenos, clinopiroxenos, biotitas y óxidos de Fe (Figura 40), se realizaron 78 mediciones puntuales en la Unidad La Leonera, 30 en La Cruz, 53 en La Parva, 39 en Villa Paulina, 67 en Budín y 37 en dique máfico. Se evitaron fracturas con minerales de alteración.

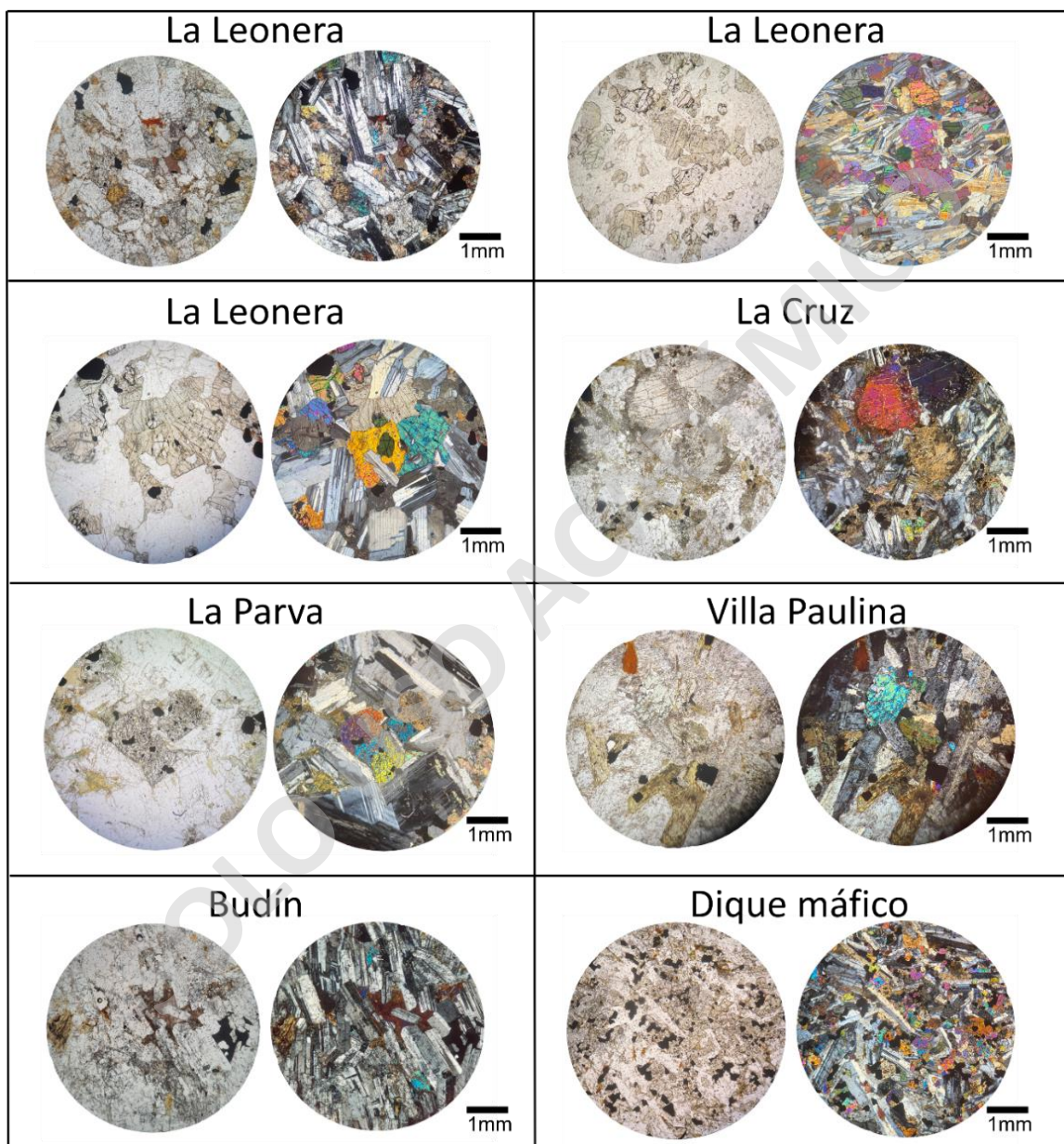


Fig. 40: Fotomicrografías obtenidas bajo microscopio óptico (nícoles paralelos y cruzados) de las muestras analizadas en SEM – EDS. En la Unidad La Leonera se obtuvo la química mineral de plagioclasas, piroxenos, biotitas y óxidos de Fe. En la Unidad La Cruz las mediciones se realizaron en cristales de plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe. En las Unidades La Parva y Villa Paulina se realizaron mediciones en cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, cuarzo, feldespato potásico, hornblenda y óxidos de Fe. A partir de los budines se obtuvo la química mineral de plagioclasas, clinopiroxenos y óxidos de Fe. Finalmente, en los diques máficos se analizaron cristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos de Fe.

2.5 Resultados de la química mineral

2.5.1 Feldespatos

Los resultados de los análisis realizados en 96 cristales de feldespato alcalino representativos del Stock Yerba Loca muestran composiciones que varían de Or₈₁ a Or₈₉, mientras que la composición de las plagioclasas se ubica principalmente en el campo de la labradorita y algunas en el campo de la andesina y bytownita con composición An₃₀ hasta An₈₆ (Figura 42). Sin embargo, el 90% de las plagioclasas analizadas presentan fracciones molares de anortita comprendidas entre 0.45 y 0.69 (Figura 41).

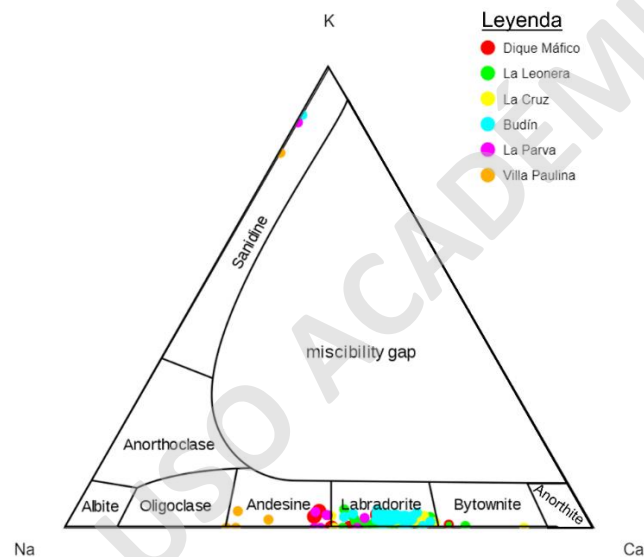


Fig. 41: Proyección de feldespatos en el diagrama ternario Ab-An-Or de clasificación propuesto por Smith-Brown (1988).

En general, las concentraciones de óxidos de Al, Ca, Na y K en plagioclasa son similares entre las muestras analizadas, excepto la muestra 19YL0601 que presenta valores ligeramente menores de Al₂O₃, además, la muestra 19YL0601 presenta menores valores de CaO respecto a las demás muestras analizadas (Tabla 2).

Distinguiendo los resultados por unidad magmática, se puede reconocer que la Unidad Villa Paulina es la que presenta menores porcentaje promedio de anortita ($An_{26} \pm 0.15 (2\sigma)$), seguida por La Parva ($An_{44} \pm 0.17 (2\sigma)$), Dique Máfico ($An_{55} \pm 0.06 (2\sigma)$), Budín ($An_{60} \pm 0.11 (2\sigma)$), La Leonera ($An_{61} \pm 0.05 (2\sigma)$) y La Cruz ($An_{64} \pm 0.09 (2\sigma)$) (Figura 42).

Tabla 2: Promedio de concentraciones de óxidos presentes en cristales de feldespato potásico, expresados en porcentaje en peso (wt%).

Muestra	Unidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
19YL0401	La Leonera	50.67	28.88	0	0	0	9.11	5.91	0.15
20YL1202	La Leonera	49.28	29.10	0.09	0.09	0.19	9.22	5.38	0.15
19YL0701	La Cruz	48.98	28.89	0	0	0	9.53	5.16	0.22
19YL0501	La Parva	51.12	25.43	0	0	0	6.02	6.05	1.52
19YL0601	Villa Paulina	47.63	20.57	0	0	0	3.05	6.52	2.11
19YL0404	Budín	49.08	28.63	0.31	0.28	0	8.74	5.21	0.61
19YL0404X	Dique máfico	53.76	28.88	0	0	0	8.12	6.41	0.19

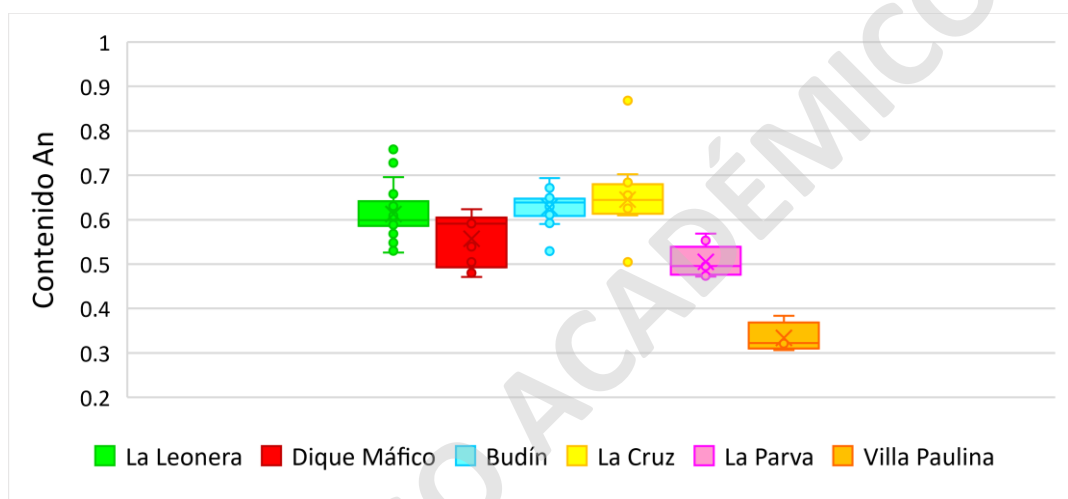


Fig. 42: Diagrama de cajas y bigotes con resultados de química mineral de plagioclasas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

Se puede reconocer a partir de la Figura 42 que las Unidades La Cruz y Budín tienen un contenido de anortita similar. Sin embargo, el porcentaje promedio de anortita en la primera unidad es 64 y en la segunda es de 60. Las Unidades La Leonera, La Cruz y Budín tienen un contenido de anortita muy similar. La Unidad La Parva coincide con Dique Máfico. Finalmente, la Unidad Villa Paulina no coincide con las demás unidades.

En la muestra 19YL0701 de la Unidad La Cruz se logró medir la variación composicional desde núcleo a borde de un cristal zonado de plagioclasa (Figura 43). Este presenta una zonación normal, variando su concentración de anortita desde 50% a 86%.

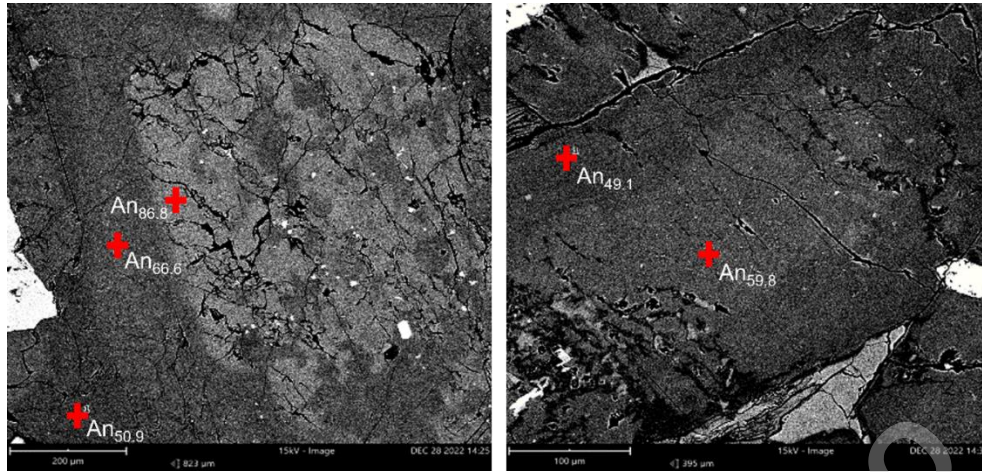


Fig. 43: Imágenes SEM de cristal de plagioclasa zonada en muestra 19YL0701.

2.5.2 Piroxenos

Los resultados de los análisis realizados en 116 cristales de piroxeno representativos del Stock Yerba Loca muestran composiciones que se ubican principalmente en el campo de la augita y algunas en el campo de la enstatita, cabe destacar que los piroxenos varían en su contenido de Ca, sin embargo, no en su #Mg (Figura 44). Para realizar esta clasificación fue necesario hacer la conversión de elementos a óxidos, además de separar Fe^{2+} y Fe^{3+} a partir de Putirka (2008) multiplicando los distintos elementos por un factor predeterminado (perteneciente a peso molecular dividido en peso atómico), obteniendo así la proporción del óxido en el cristal.

Por otro lado, estos piroxenos son divididos en base a su química en cuatro grupos:

1. Quad: Piroxeno Ca, Mg, Fe^{2+} .
2. Na-Ca: Piroxeno rico en Na-Ca.
3. Na: Piroxeno rico en Na.
4. Otros.

En base a esta clasificación, los cristales de piroxeno pertenecen en su mayoría al grupo Quad (Figura 44), es decir, los piroxenos son ricos en Ca, pero pobres en Na. El límite $Q+J=2$ representa el límite superior de $Q+J$ en los sitios M. El límite $Q+J=1.5$ representa el límite por debajo del cual más de la mitad de los sitios M1 o M2 pueden estar ocupados por iones distintos de los iones Q y J. En este caso, los piroxenos se consideran pertenecientes a

Otros ya que incluyen los piroxenos Mn-Mg y Li (Morimoto et al., 1988), en cuyo campo se encuentran dos muestras pertenecientes a las Unidades La Cruz y Dique máfico.

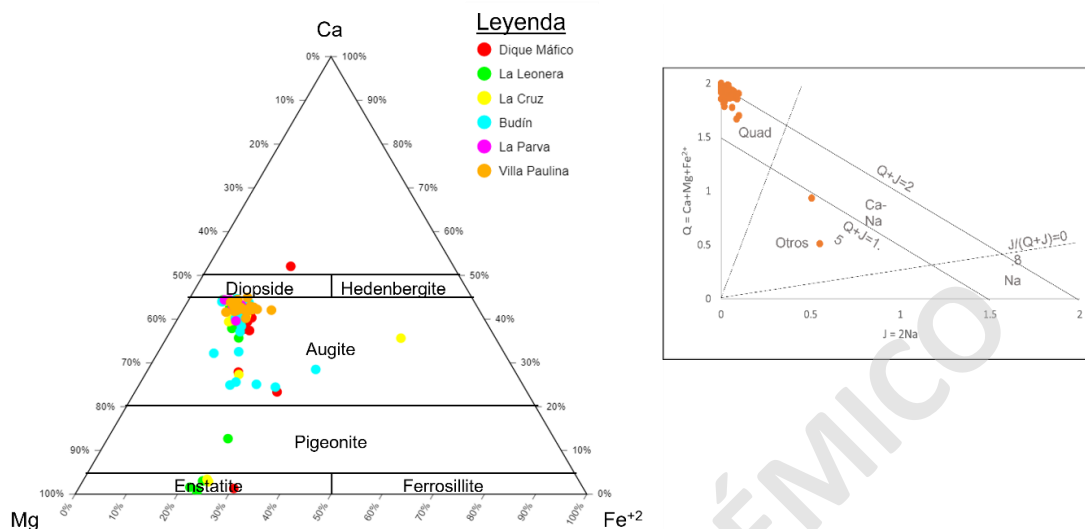


Fig. 44: Proyección de piroxenos en el diagrama Wo-En-Fs de clasificación propuesto por Morimoto et al. (1989) para la clasificación de piroxenos ferromagnesianos y cálcicos.

Cabe destacar que el desarrollo de augita se da en todas las unidades del Stock Yerba Loca y que en su mayoría es más rica en Mg respecto al Fe^{2+} , por el contrario, el desarrollo de enstatita se da en las Unidades La Leonera, La Cruz y Dique Máfico.

Clinopiroxeno: Los clinopiroxenos analizados de las Unidades La Cruz, Villa Paulina, Budín y Dique Máfico presentan altas concentraciones de FeO en comparación al resto de las unidades. En el caso de las muestras pertenecientes a La Cruz y Dique Máfico, los clinopiroxenos tienen prácticamente la misma concentración de CaO. Las muestras de la Unidad La Cruz y Budín tienen concentraciones de óxidos muy similares, exceptuando el contenido de CaO (Tabla 3).

Tabla 3: Concentraciones de óxidos promedio presentes en cristales de clinopiroxeno, expresados en porcentaje en peso (wt%).

Muestra	Unidad	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃
19YL0401	La Leonera	52.78	0.31	2.44	7.77	17.02	19.22	0.41	0
20YL1202	La Leonera	53.02	0.51	2.78	7.55	16.49	19.22	0.43	0
19YL0701	La Cruz	51.30	0.56	4.73	8.24	15.68	18.46	0.90	0.13
19YL0501	La Parva	54.06	0	1.14	6.75	16.69	21.28	0.08	0
19YL0601	Villa Paulina	53.99	0	1.01	8.03	15.92	20.63	0.42	0
19YL0404	Budín	51.84	0.52	4.93	8.88	15.69	17.58	0.48	0
19YL0404X	Dique máfico	52.65	0.24	3.64	8.91	15.48	18.36	0.72	0

En general, la fracción molar de magnesio (X_{Mg}) varía entre 0.18 – 0.79 para todas las muestras analizadas. Sin embargo, el 86% de los clinopiroxenos analizados presentan fracciones molares de magnesio comprendidas entre 0.63 y 0.75 (Figura 45).

Distinguiendo los resultados por unidad magmática, se puede reconocer que la Unidad Budín es la que presenta menor porcentaje promedio de magnesio ($Mg_{62} \pm 0.12$ (2σ)), seguida por Dique Máfico ($Mg_{63} \pm 0.06$ (2σ)), La Cruz ($Mg_{64} \pm 0.14$ (2σ)), Villa Paulina ($Mg_{66} \pm 0.04$ (2σ)), La Leonera ($Mg_{68} \pm 0.02$ (2σ)) y La Parva ($Mg_{71} \pm 0.04$ (2σ)) (Figura 45). Se puede establecer que no existen grandes variaciones en la composición química a nivel de cristal.

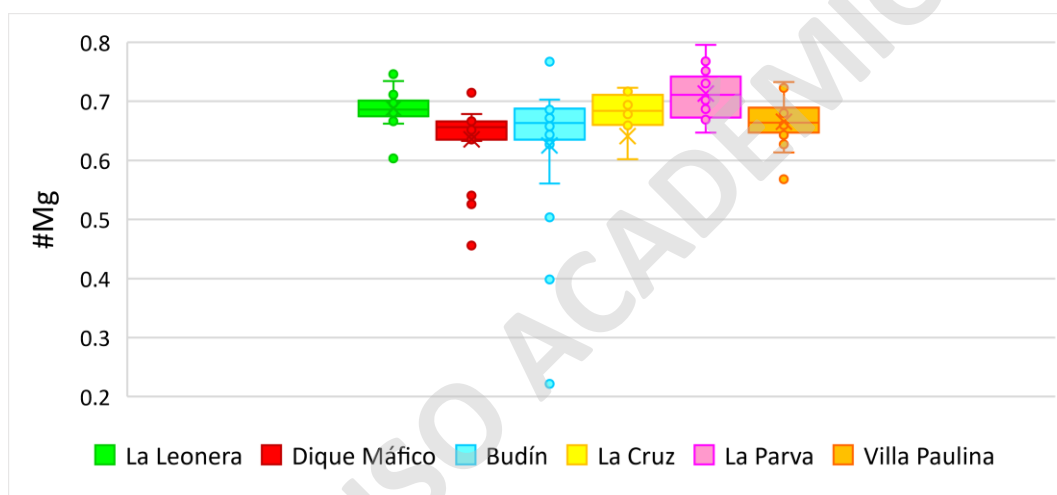


Fig. 45: Diagrama de cajas y bigotes con resultados de química mineral de clinopiroxenos de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

Ortopiroxeno: Los ortopiroxenos analizados de la muestra 19YL0401, perteneciente a la Unidad La Leonera presentan las concentraciones más bajas de FeO, MgO, CaO y Fe₂O₃ y la concentración más alta de Al₂O₃ en comparación al resto de las unidades. En el caso de las Unidades La Cruz y Dique Máfico, los cristales tienen prácticamente la misma concentración de FeO, y a su vez, la más alta en comparación al resto (Tabla 4).

Tabla 4: Concentraciones de óxidos presentes en cristales de ortopiroxeno, expresados en porcentaje en peso (wt%).

Muestra	Unidad	SiO ₂	MnO	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃
19YL0401	La Leonera	29.50	0	8.28	12.75	16.18	0.46	14.17
20YL1202	La Leonera	51.01	0.21	1	14.21	25.28	0.68	15.80
19YL0701	La Cruz	49.17	0.53	1	15.11	23.94	1.43	16.80
19YL0404X	Dique máfico	40.93	0	0.63	15.71	19.01	0.51	17.46

2.5.3 Olivinos

Los olivinos analizados en SEM-EDS pertenecen a la muestra 20YL1202, correspondiente a la Unidad La Leonera, el contenido de forsterita de estos olivinos es de 57-59% (Figura 46).

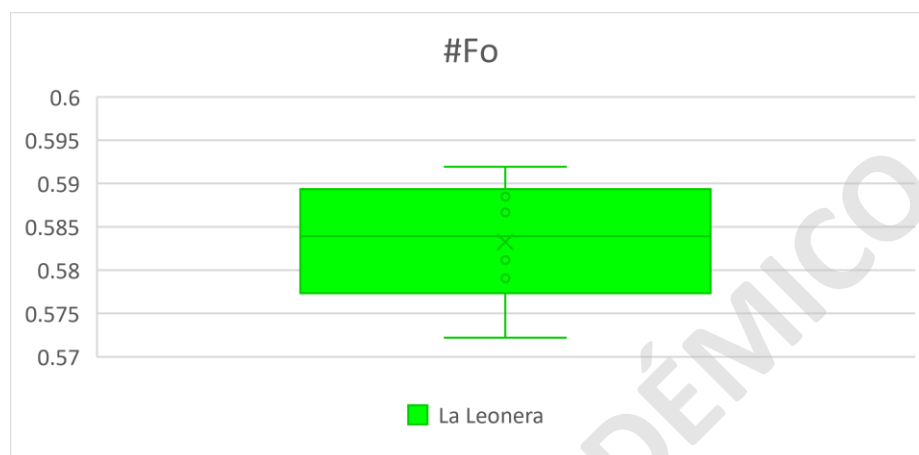


Fig. 46: Diagrama de cajas y bigotes con resultados de química mineral de olivinos pertenecientes a la Unidad La Leonera.

3 Resultados: Geotermobarometría.

Las composiciones de la química mineral se utilizan para determinar las condiciones fisicoquímicas de cristalización, tales como la temperatura, presión, contenido de H₂O y fugacidad de oxígeno. En el presente estudio, las estimaciones de temperatura y presión de cristalización se calcularon en base a minerales de clinopiroxeno de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

3.1 Geotermobarometría de Clinopiroxeno: método de Wang et al. (2021).

El método de Wang et al. (2021) corresponde a un geotermómetro y geobarómetro en base a cristales de clinopiroxeno, el cual no requiere ninguna información sobre la coexistencia de otras fases minerales y se ha utilizado para dilucidar las condiciones fisicoquímicas de los magmas en cristalización. Su error estándar de estimación (SEE) son 1.66 kbar y 36.6°C.

Para aplicar este método se deben considerar 3 ítems:

- (1) Las presiones experimentales están en el rango de 1 bar a 12 kbar.
- (2) El Al^{VI} y el contenido de Jd en los clinopiroxenos es superior a 0: En el caso del Al^{VI} su contenido varía entre 0.01 y 0.9 y el contenido de Jd se encuentra entre el rango 0.01 a 0.42.
- (3) El contenido de SiO₂ de la masa fundida debe ser inferior al 60 wt%: En el presente estudio existen cuatro muestras con un contenido de SiO₂ superior al 60% (Figura 47; encerradas en un círculo), por lo que estas no fueron consideradas al momento de calcular la presión y temperatura de cristalización de clinopiroxeno. Además, en el presente caso de estudio, el clinopiroxeno se presenta en equilibrio con el líquido.

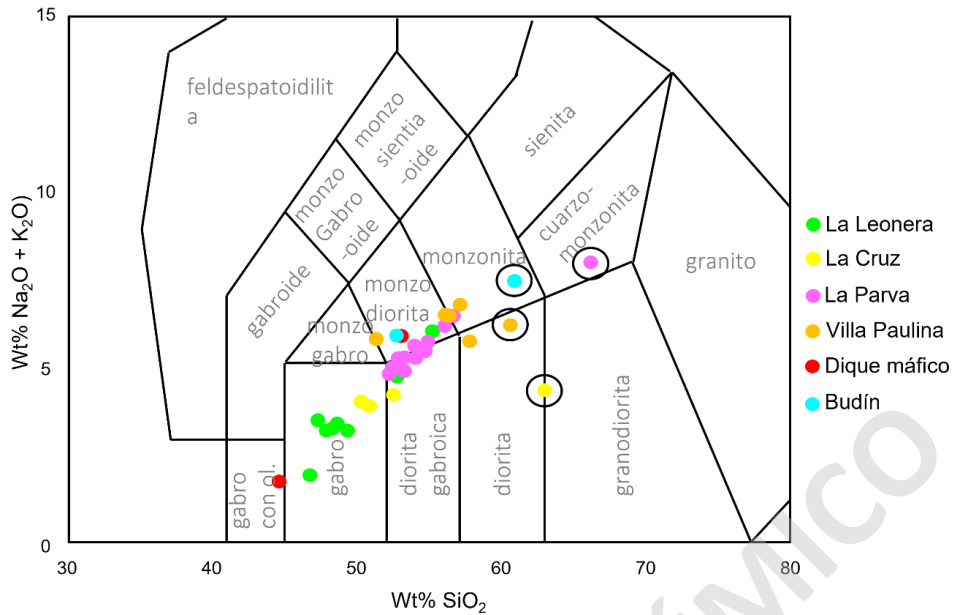


Fig. 47: Diagrama de álcali total versus sílice de las distintas unidades del Stock Yerba Loca encerradas en un círculo negro se encuentran las muestras que no fueron consideradas para el estudio geotermobarométrico, diagrama realizado a partir de geoquímica de roca total, estudio realizado por Santibáñez (2021).

Al aplicar el método se obtuvieron presiones que varían entre 0.15 a 13.39 kbar, sin embargo, el 92% de los datos se concentra en valores inferiores a 6.77 kbar (Figura 48). Distinguiendo según unidad magmática, destaca la Unidad La Parva, la cual presenta menores presiones de equilibrio de clinopiroxeno comparada con el resto de las unidades, presentando un rango entre 0.39 y 4.86 kbar (Tabla 5), además de la Unidad La Leonera, la cual se ubica a lo largo de todo el espectro de presiones (Figura 48). Finalmente, los resultados indican que los clinopiroxenos cristalizaron entre los 1034 a 1292 °C (Tabla 6), lo cual indica la primera y última etapa de cristalización magmática respectivamente de las rocas estudiadas (Figura 48).

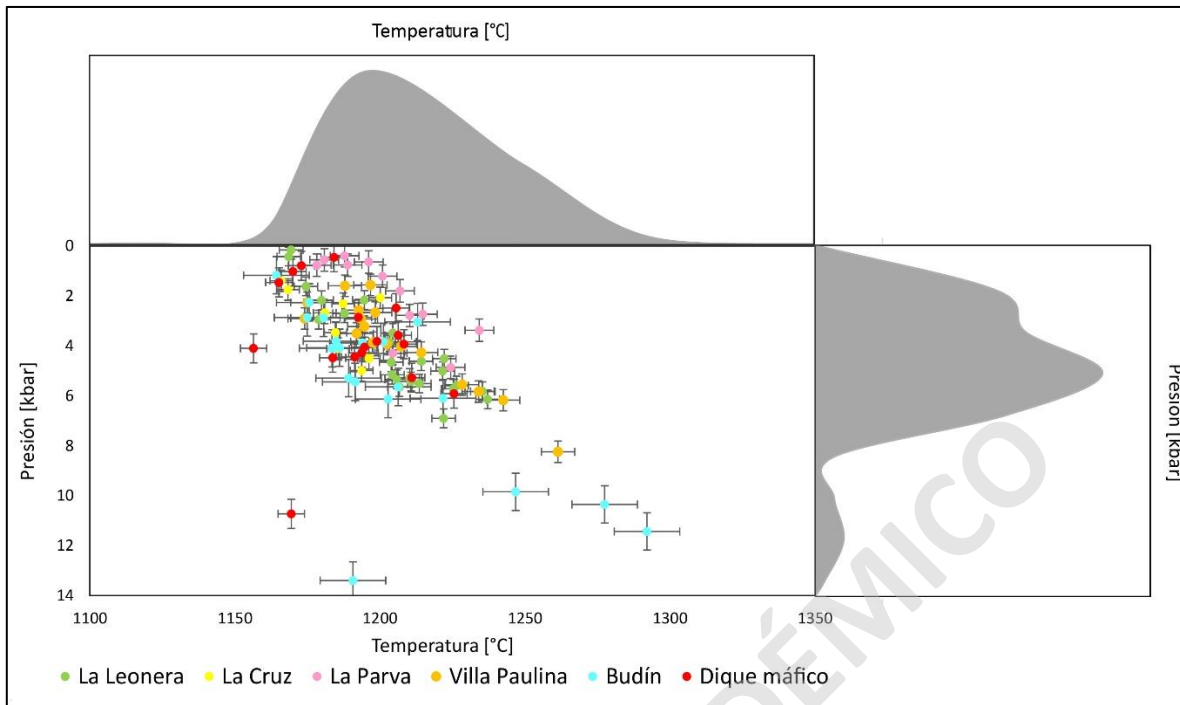


Fig. 48: Gráfico P – T para los resultados obtenidos con el modelo de Wang et al. (2021) en cada una de las unidades del Stock Yerba Loca (N° de datos = 24 en La Leonera, 9 en La Cruz, 12 en La Parva, 17 en Villa Paulina, 20 en Budín y 17 en Dique Máfico).

Tabla 5: Estadística básica de la variable presión para cada una de las unidades que componen al Stock Yerba Loca obtenida a partir del método de clinopiroxeno (Wang et al., 2021)

Unidad	Rango [kbar]	Promedio [kbar]	Desv. Estándar
Dique Máfico	0.45 - 10.72	3.74	2.40
La Leonera	0.15 - 6.9	4.20	1.84
La Cruz	1.39 - 4.98	3.03	1.29
Budín	1.17 - 13.39	5.71	3.34
La Parva	0.39 - 4.86	2.01	1.56
Villa Paulina	1.55 - 8.24	3.82	1.77

Tabla 6: Estadística básica para la variable temperatura en cada una de las unidades del Stock Yerba Loca obtenida a partir del geotermobarómetro de clinopiroxeno (Wang et al., 2021)

Unidad	Rango [°C]	Promedio [°C]	Desv. Estándar
Dique Máfico	1156.41 - 1225.51	1189.97	18.71
La Leonera	1168.55 - 1237.11	1205.01	19.95
La Cruz	1165.95 - 1200.08	1184.73	3.86
Budín	1033.59 - 1292.05	1195.50	50.54
La Parva	1178.22 - 1234.26	1202.29	17.12
Villa Paulina	1174.04 - 1242.49	1205.43	23.65

Los cristales de clinopiroxeno pertenecientes a Dique Máfico, La Leonera, La Cruz y La Parva se habrían equilibrado a un rango de presión similar (desde 1 a 5 kbar), mientras que el budín tiene una dispersión de datos bastante alta en comparación al resto de las unidades. Finalmente, estadísticamente la Unidad Villa Paulina se diferencia muy bien de La Parva, esta primera unidad concentra su presión de cristalización entre los 2.5 a 5 kbar, mientras que la segunda se ubica entre 1 a 3 kbar (Figura 49).

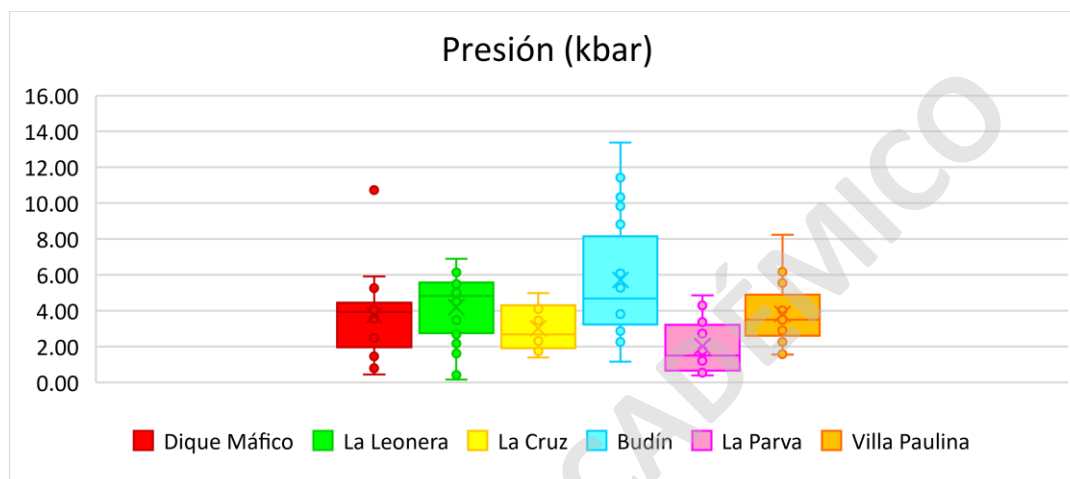


Fig. 49: Diagrama de cajas y bigotes con resultados del barómetro de Wang et al. (2021) utilizado en clinopiroxenos de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

Suponiendo que 1 kbar es comparable con 3 km de la corteza, se indica una profundidad de cristalización de 0.4 a 34 km para el Stock Yerba Loca, sin embargo, el 75% de los datos se concentra en profundidades que varían entre 0.5 a 20 km (Figura 50).

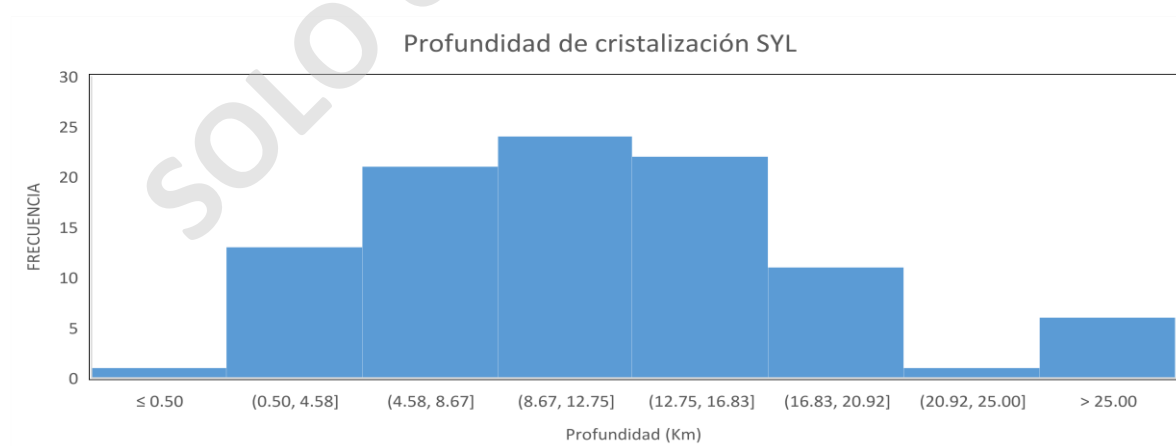


Fig. 50: Histograma de profundidad general del Stock Yerba Loca según el geobarómetro de clinopiroxeno.

La profundidad más alta calculada refleja la presión de cristalización inicial del clinopiroxeno, en el presente estudio esta es de 34.3 km, perteneciente a un Budín y la más

baja indica la presión final de cristalización equivalente a 0.4 km, perteneciente a la Unidad La Leonera (Figura 51).

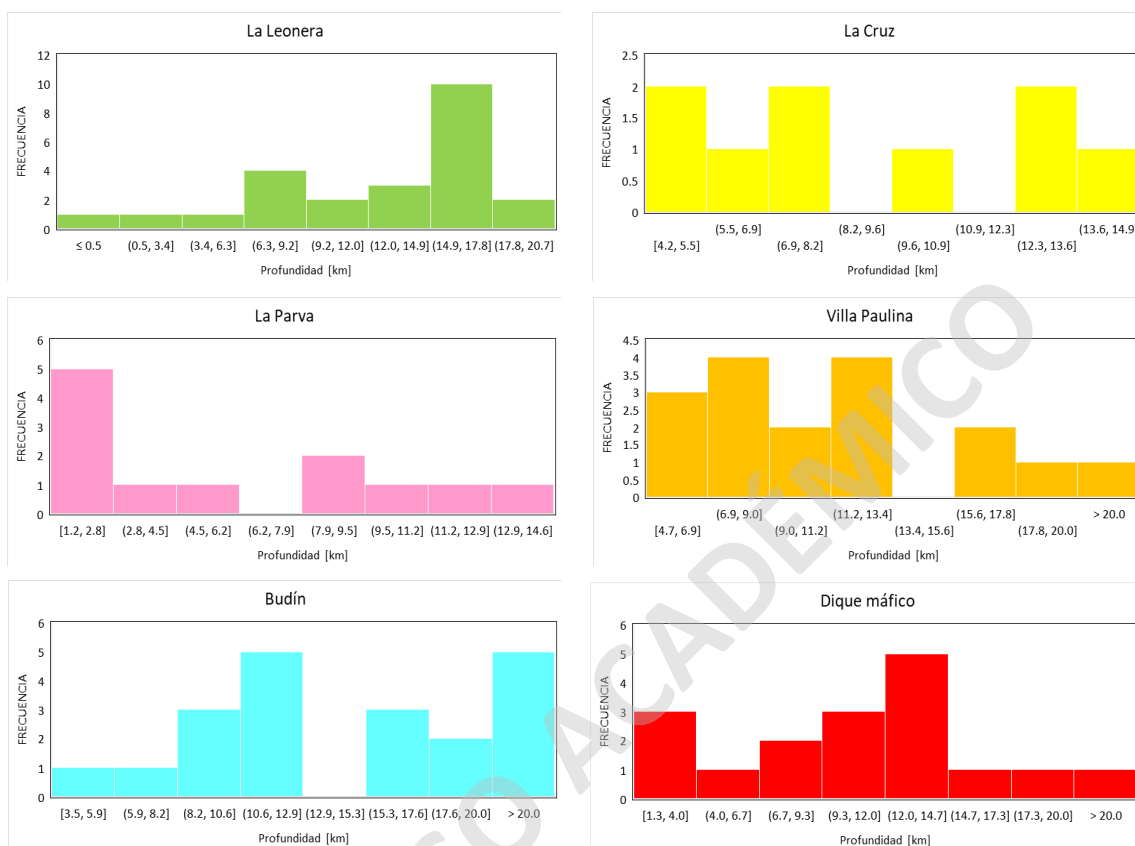


Fig. 51: Histogramas de profundidad para las distintas unidades del Stock Yerba Loca según el geobarómetro de clinopiroxeno.

En el ámbito de la temperatura de cristalización de los clinopiroxenos del Stock Yerba Loca, los resultados indican temperaturas entre los 1034 a 1292 °C, correspondientes a la primera y última etapa de cristalización magmática respectivamente de las rocas estudiadas, sin embargo, un 97% de los datos se encuentran entre 1163 a 1206 °C (Figura 52).

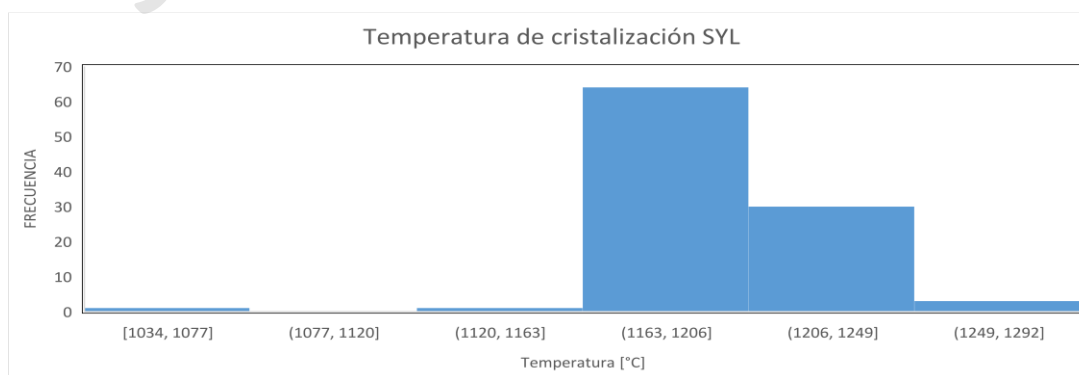


Fig. 52: Histograma de temperatura general del Stock Yerba Loca según el geotermómetro de clinopiroxeno.

Los cristales de clinopiroxeno del Stock Yerba Loca tienen una temperatura de cristalización acotada, la cual no presenta mayor variación entre las distintas unidades de este. Sin embargo, el Budín tiene una dispersión de datos bastante alta en comparación al resto de las unidades (Figura 53).

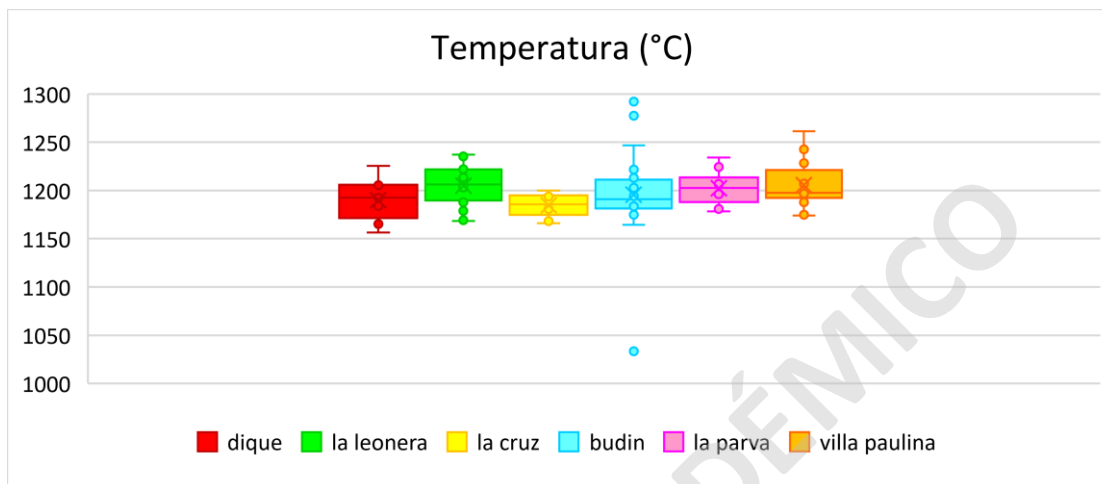


Fig. 53: Diagrama de cajas y bigotes con resultados del termómetro de Wang et al. (2021) utilizado en clinopiroxenos de las distintas unidades del Stock Yerba Loca.

La Unidad con el mayor rango de temperatura de cristalización pertenece a los budines, esto puede ser debido a que se midieron clinopiroxenos que forman parte de los cristales intersticiales.

La temperatura mínima de cristalización es similar entre las Unidades La Leonera y La Cruz (1119 y 1166°C respectivamente), y entre La Parva – Villa Paulina (1178 y 1174°C respectivamente), mientras que la máxima temperatura de cristalización es similar entre las Unidades La Leonera y La Parva (1237 y 1234°C respectivamente) (Figura 54).

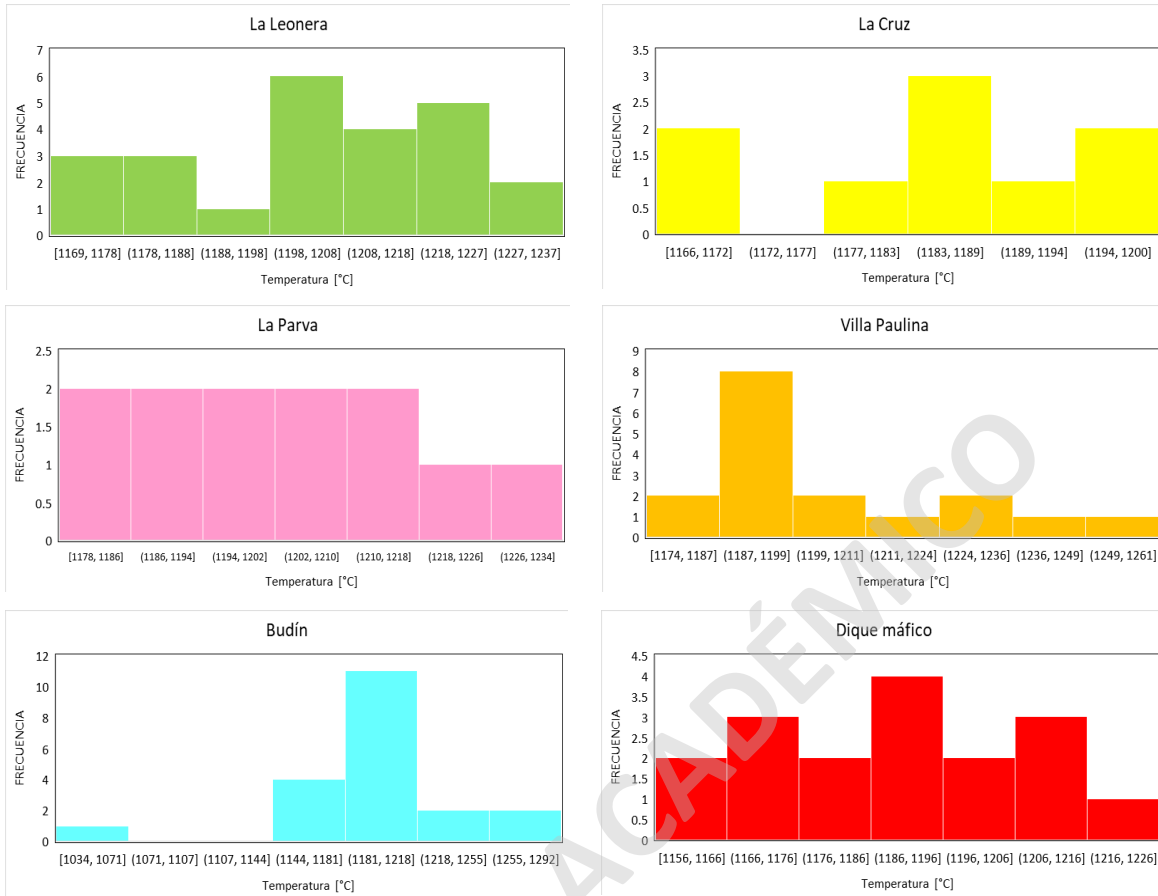


Fig. 54: Histogramas de temperatura para las distintas unidades del Stock Yerba Loca según el geotermómetro de clinopiroxeno.

4 Discusión.

En este estudio se han obtenido resultados de la química mineral de las principales fases que componen las rocas del Stock Yerba Loca. Estas mediciones se basan en técnicas semicuantitativas, por lo que se deberían obtener mediciones de microsonda electrónica (EMPA) para obtener resultados con mayor certeza. Sin embargo, es posible apreciar diferencias entre las características químicas de las fases de las diversas unidades, lo que representa un buen punto de partida para estimar las condiciones intensivas del emplazamiento del stock y las relaciones petrogenéticas entre las distintas unidades. De este modo, en este capítulo se discuten los resultados para interpretar los procesos magmáticos asociados a la construcción del stock y, de paso, refinar los modelos conceptuales existentes.

4.1 Relación genética entre unidades del Stock Yerba Loca

Como se señaló anteriormente, el estudio de Santibáñez (2021), muestra que el Stock Yerba Loca corresponde a un sistema plutónico conformado por diversas unidades que varían en composición. El mismo autor propone que estas unidades corresponden a un sistema cogenético que evolucionó en la Corteza, sufriendo procesos de diferenciación por fraccionamiento de minerales (principalmente plagioclasa y fases máficas como piroxeno y olivino), generando la formación de cumulos máficos correspondientes a las facies gabroicas. Sin embargo, los resultados de este trabajo muestran que las unidades máficas, correspondientes a la Unidad La Leonera y La Cruz (unidades más máficas), se habrían equilibrado preferentemente en condiciones de mayor profundidad que el resto de las unidades (Figura 49). Esto lleva a pensar que el modelo de generación de cumulos máficos en el nivel de emplazamiento es poco probable.

En efecto, edades inéditas de entre 20 – 23 Ma perteneciente a gabros de la Unidad La Leonera se han obtenido recientemente a partir del método U-Pb en circones del stock (Santibáñez, comunicación personal), las cuales difieren significativamente de los 14.9 Ma establecidos por Deckart et al. (2010) a través del mismo método para el enfriamiento del stock (obtenidas en la Unidad Villa Paulina, de carácter félsico). Esto es consistente con las relaciones de corte que se aprecian en terreno, donde es posible inferir que las Unidades La

Parva y Villa Paulina habrían intruido a las facies máficas cuando estas últimas estaban totalmente cristalizadas, generando estructuras de intrusión de carácter frágil (Figura 55), mientras que el contacto entre la Leonera y la Cruz es sintagmático (Figura 56), esto hace pensar que estos dos grupos evolucionaron como sistemas separados. De este modo, se plantea que las facies máficas de La Leonera y La Cruz representarían un sistema intrusivo previo al Stock Yerba Loca y no cumulos residuales de la génesis de las unidades más félsicas. Esto permite inferir que existió un episodio de magmatismo básico, el cual es más antiguo que el magmatismo intermedio presente en el Stock Yerba Loca.



Fig. 55: Ilustración del contacto frágil entre Unidad Villa Paulina y La Leonera, en la imagen se observan las edades datadas a partir del método U-Pb en circones.

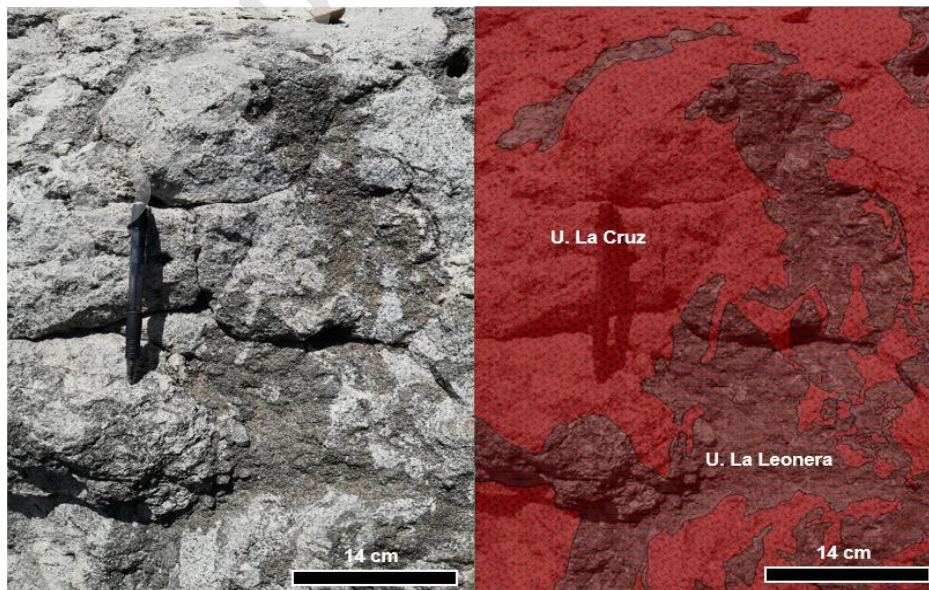


Fig. 56: Contacto *synmagmático* entre las Unidades La Leonera y La Cruz, extraído de Santibáñez (2021).

Adicionalmente, las edades inéditas obtenidas por Santibáñez (comunicación personal) coinciden con edades de U-Pb en circón registradas en gabros y dioritas ubicados al norte del Stock Yerba Loca (en la localidad de Los Andes, 33°S; Montecinos et al., 2008). Estas observaciones permiten especular que previo a la inyección de grandes volúmenes de magma intermedio a félsico, existió un episodio de magmatismo máfico que conformó sistemas discretos, y que probablemente alimentó el volcanismo de dicho período y preparó termalmente la Corteza para hospedar los reservorios más diferenciados. Este proceso de preparación termal de la Corteza se ha planteado por diversos autores para hospedar reservorios de magma intermedio en la Corteza Superior, como en el caso del cuerpo intrusivo Tuolumne ubicado en California (Coleman et al., 2004) y el batolito Adamello ubicado en el norte de Italia (Schaltegger et al., 2009).

De esta manera, sustentado también por la química mineral de cristales de plagioclasa (Figura 57; porcentaje de anortita en cada unidad), para comprender la historia del magmatismo Mioceno en el sector, se deben analizar dos grupos de unidades magmáticas:

- (1) Unidad máfica temprana: La Leonera + La Cruz + Budines + Diques Máficos
- (2) Unidad intermedia tardía: La Parva + Villa Paulina

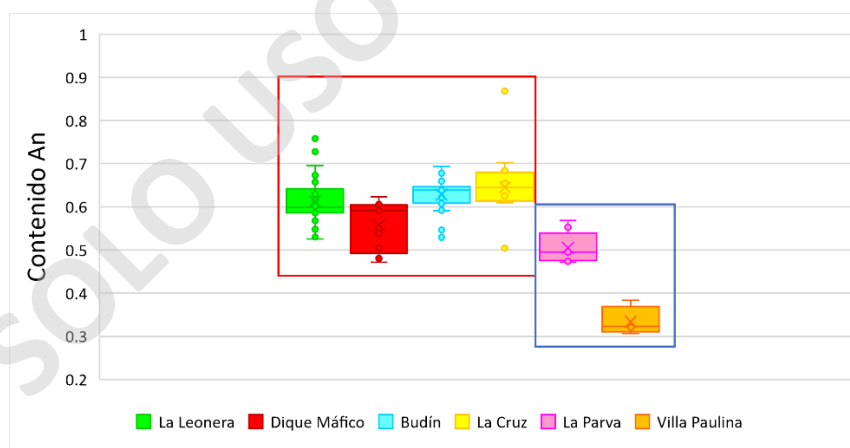


Fig. 57: Gráfico de cajas y bigotes con el contenido de An en plagioclasas de las distintas unidades del Stock Yerba Loca, en el cuadro rojo se observa la "Unidad máfica temprana" y en el cuadro azul la "Unidad intermedia tardía".

4.1.1 Magmatismo máfico temprano.

4.1.1.1 Budines y La Leonera

Respecto a los budines, según el diagrama Spider multielemento (Figura 58), estos tienen un comportamiento bastante similar a la Unidad La Leonera. Además, la composición anortítica de los cristales de plagioclasa de los budines (An_{60}) son consistentes con las plagioclasas de la Unidad La Leonera (An_{61}), lo que permite sugerir que los budines son acumulados de los cristales provenientes de los gabros hospedantes de la Unidad La Leonera. La razón por la que la química de los budines es un poco más ácida respecto a La Leonera puede ser debido a que se le extrajeron los minerales máficos.

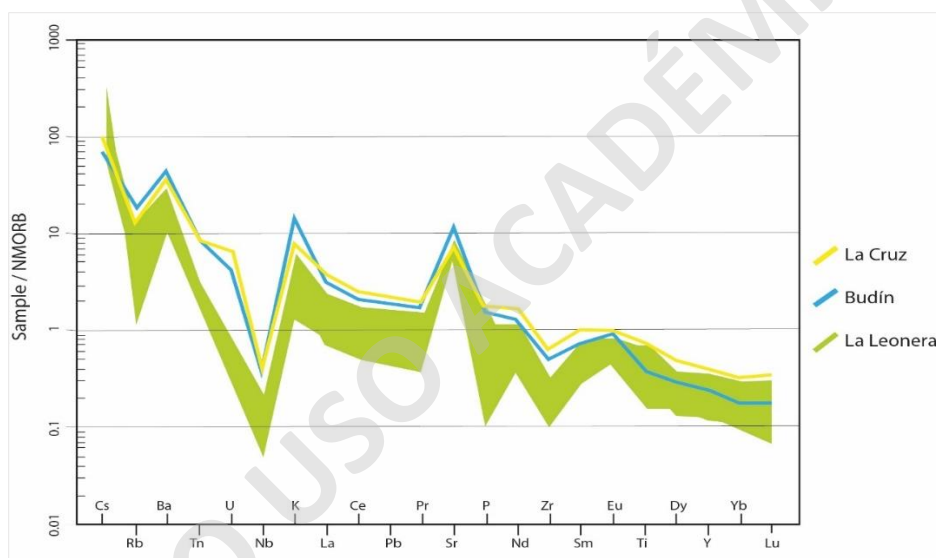


Fig. 58: Diagrama Spider multielemento. Modificado de Santibáñez (2021)

La Leonera representa un sistema relativamente homogéneo en composición, pero que sufrió procesos de heterogeneidad textural, propia de sistemas básicos. Latypov et al. (2020) indica que se pueden generar variaciones texturales probablemente condicionadas por contactos internos y plumas convectivas dentro de la cámara magmática, cuyas heterogeneidades pueden explicarse por la mayor eficiencia de los procesos convectivos y de acumulación de cristales en sistemas básicos.

4.1.1.2 La Cruz y La Leonera

Según la geoquímica de roca total (Figura 47), la Unidad La Leonera es más máfica que La Cruz, esto se puede deber a que la primera contiene olivino, por lo que en el diagrama TAS esta unidad sí se verá como la más máfica. Además, según el diagrama Spider multielemento (Figura 58), la Unidad La Cruz se ubica sobre La Leonera y budines, con un mayor contenido de REE y no presenta la anomalía positiva de Eu.

Sin embargo, a partir de la química mineral la Unidad La Cruz contiene minerales de composición más máfica respecto a La Leonera (An_{64} versus An_{61}) y una zonación normal en uno de sus cristales de plagioclasa con un rango de An_{50} a An_{86} , por lo que tuvo que existir un proceso de fraccionamiento en los cristales de plagioclasa, pasando de un sistema máfico a uno más félsico.

Sumado a lo mencionado anteriormente, La Cruz tiene un mayor contenido de SiO_2 respecto a La Leonera (Figura 59), por lo que se puede interpretar que esta unidad corresponde a un líquido fraccionado de la Unidad La Leonera.

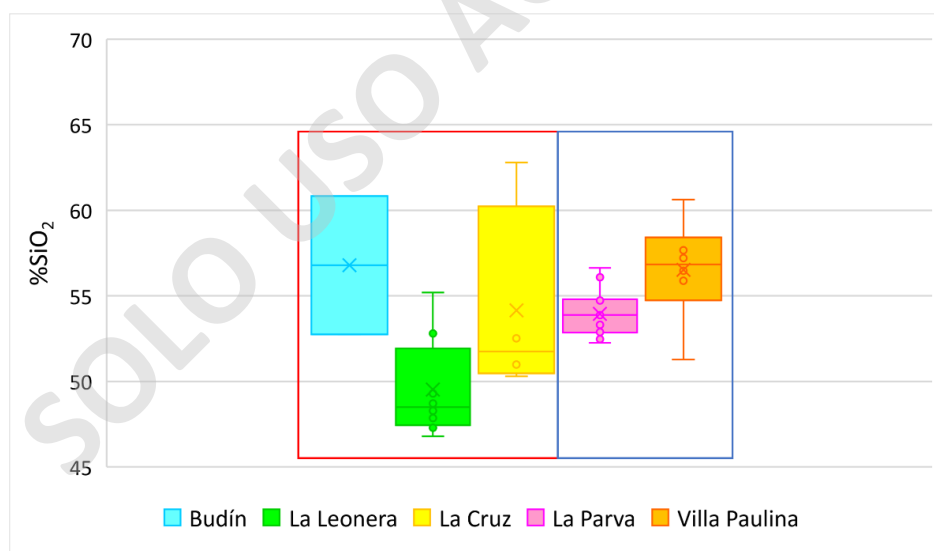


Fig. 59: Diagrama de cajas y bigotes con contenido de SiO_2 en cada unidad del Stock Yerba Loca, en el cuadro rojo se encuentra la Unidad Máfica y en el cuadro azul la Unidad Intermedia tardía. Diagrama realizado a partir de geoquímica de roca total, estudio realizado por Santibáñez (2021).

Lo que puede estar ocurriendo es que cuando el magma está cristalizando y generando An_{64} , si continúa cristalizando en un momento deberá pasar a An_{61} y posterior a esto (debido a una segregación magmática) se quita la porción líquida van a quedar plagioclasas compactadas con composición An_{61} , pero al extraer el SiO_2 se obtiene como resultado una roca más máfica con composición menos anortítica, perteneciente a La Leonera. Sumado a esto, se midió la variación composicional desde núcleo a borde de un cristal zonado de plagioclasa perteneciente a La Cruz (Figura 43), la zonación es normal y su concentración de anortita varía desde 49.1% a 86%.

Con esto se demuestra que existió algún proceso de remoción de fluidos residuales para explicar la diferencia entre la geoquímica de roca total y química mineral entre ambas unidades. Esta tendencia se observa en la Figura 60, donde la Unidad La Leonera representa una signatura más de cumulado que el resto del Stock Yerba Loca, su alto contenido de MgO con respecto al resto de las unidades se puede explicar por la acumulación de algún mineral.

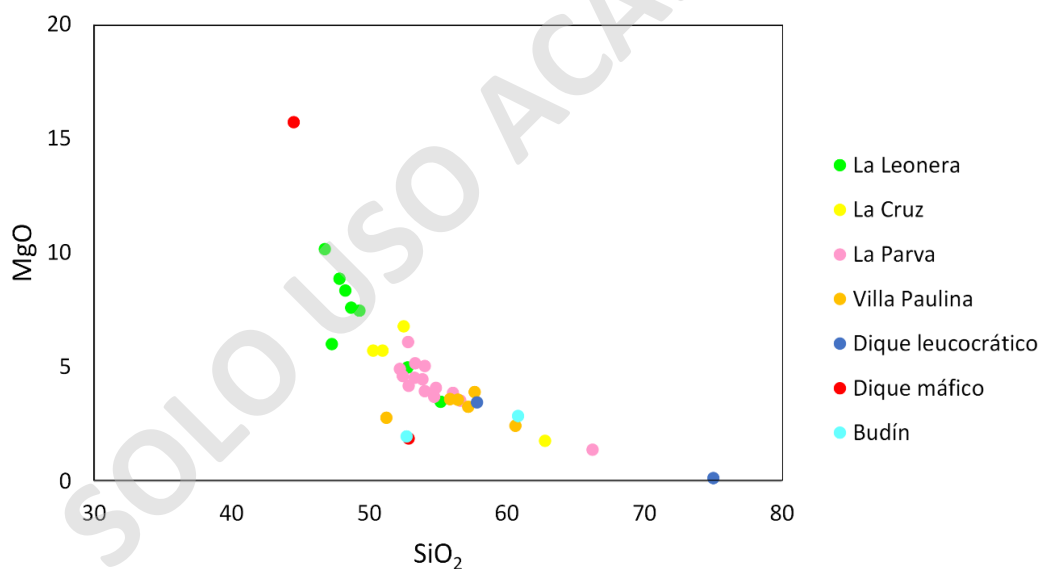


Fig. 60: Diagrama Harker, variación de MgO (wt%) con respecto al SiO₂ para las distintas unidades del Stock Yerba Loca, diagrama realizado a partir de geoquímica de roca total, estudio realizado por Santibáñez (2021).

4.1.1.3 Modelo de fraccionamiento de la Unidad Máfica

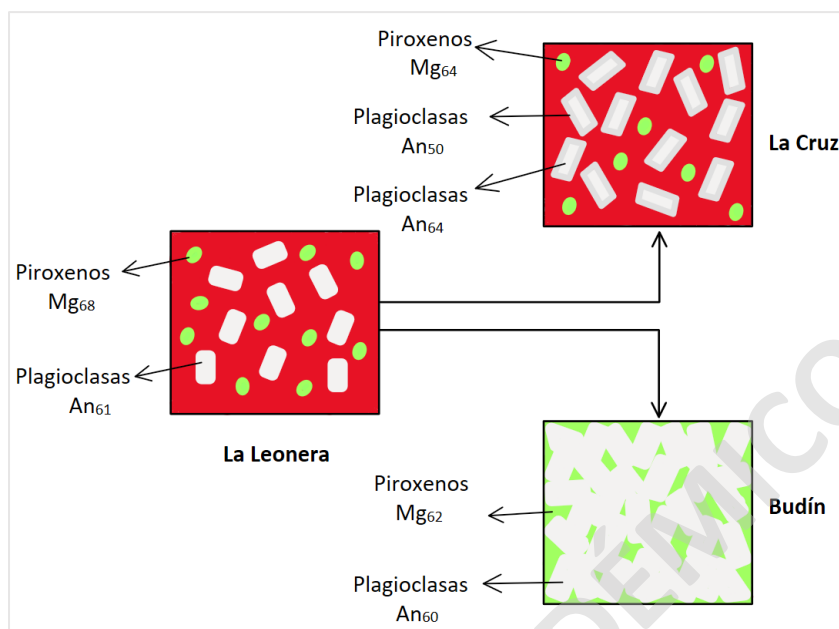


Fig. 61: Modelo simplificado del fraccionamiento de la Unidad Máfica del Stock Yerba Loca.

En un inicio el fundido tendrá una composición A (La Leonera) y, a medida que el sistema va evolucionando existe un proceso de segregación magmática a partir del cual se forma un líquido residual empobrecido en los elementos ya consumidos por el olivino, piroxeno y plagioclasas (La Cruz), además de un cumulado (Budín).

4.1.2 Magmatismo intermedio tardío.

Santibáñez (2021) propuso un modelo de fraccionamiento en el cual establece que la Unidad Villa Paulina se generó como un fundido residual de la Unidad La Parva. Sin embargo, no es muy claro al momento de establecer el nivel de profundidad al cual ocurrió el fraccionamiento (ya sea al nivel de emplazamiento o en profundidad).

En este sentido, los rangos de presión de cristalización de clinopiroxeno obtenidos en este estudio para ambas unidades muestran valores contrastantes, con menores valores de presión para la Unidad La Parva (ligeramente menos félsica) que la Unidad Villa Paulina (más félsica; Figura 62). Además, la química mineral de los cristales de plagioclasa no es similar entre ambas (Figura 57). Por lo tanto, esto permite

sugerir que estas unidades evolucionaron como sistemas separados, y no a partir de procesos de fraccionamiento entre ambas unidades.

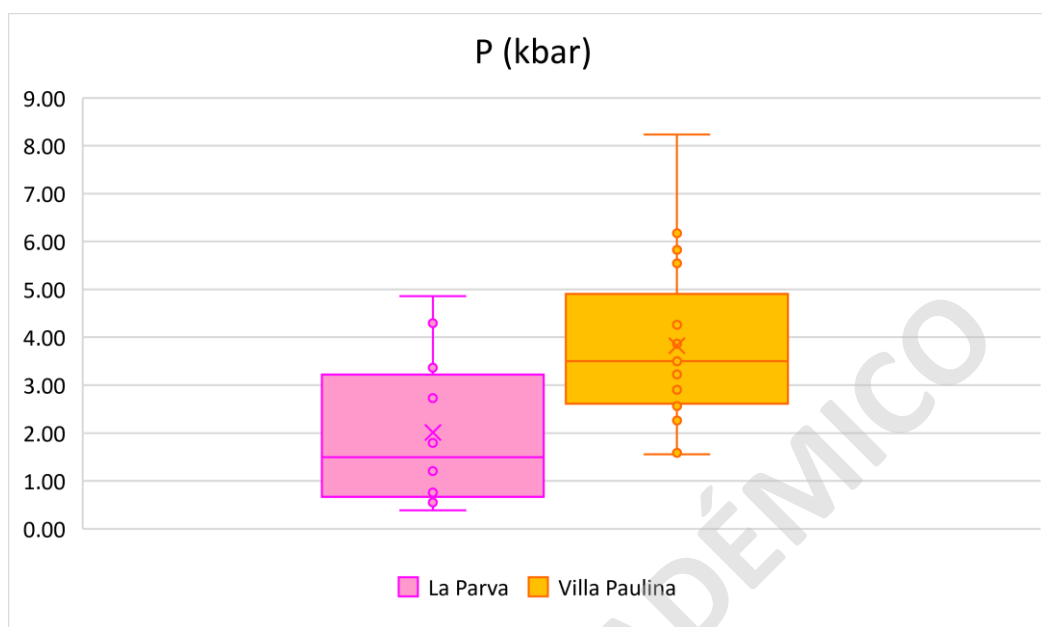


Fig. 62: Diagrama de caja y bigotes con resultados del barómetro de Wang et al. (2021) utilizado en clinopiroxenos de las unidades magmáticas La Parva y Villa Paulina.

4.2 Condiciones intensivas de emplazamiento del Stock Yerba Loca.

En base al estudio geotermobarométrico realizado, se muestra que en general, el Stock Yerba Loca presenta un rango de presión de cristalización amplio y una temperatura de cristalización relativamente acotada (Figura 48). Debido al amplio rango de presiones de cristalización (0.15 a 13.39 kbar) nace la pregunta, ¿qué profundidad de emplazamiento se espera para el stock?

Según la geología de la zona, el rango de edades del Stock Yerba Loca y las formaciones geológicas en las cuales se emplaza, lo que se debería esperar es un emplazamiento somero (Figura 63). Como se mencionó en el apartado 4.1 “Relación genética entre unidades del Stock Yerba Loca”, la Unidad Máfica del stock tiene una edad de ~22 Ma, por lo que se emplazó cuando no existía la Fm. Farellones (Figura 63). Esto quiere decir que la profundidad de emplazamiento es somera (un par de kilómetros de profundidad), correspondiente a sólo los niveles superiores de la Fm. Abanico. En lo que respecta a la Unidad Intermedia, su edad corresponde a ~15 Ma lo cual indica que se emplazó en la Fm. Farellones, máximo a 3 km de profundidad (espesor asignado a dicha formación; Charrier et

al., 1996), por lo que se esperaría que la presión de emplazamiento de ambas unidades sea de 1 kbar.

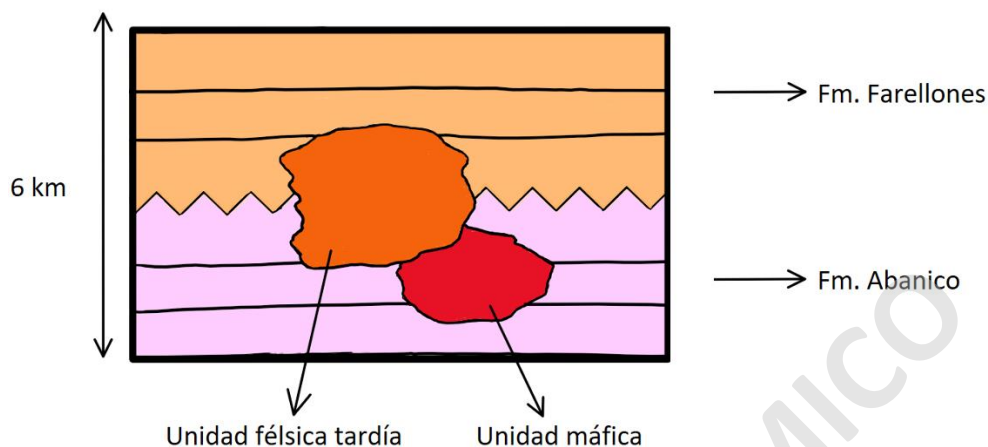


Fig. 63: Esquema que ilustra la profundidad de emplazamiento de las Unidades máfica temprana e intermedia tardía en las Fm. Farellones y Abanico.

El Stock Yerba Loca presenta cristales de clinopiroxeno, cuyas composiciones indican altas profundidades de cristalización (Figura 64). Por lo que se infiere que estos magmas ascendieron desde una profundidad de 18 km (utilizando presiones de hasta 6 kbar) equilibrando los cristales de clinopiroxeno y una vez en el nivel de emplazamiento empezaron a cristalizar y dar lugar a las distintas unidades del stock.

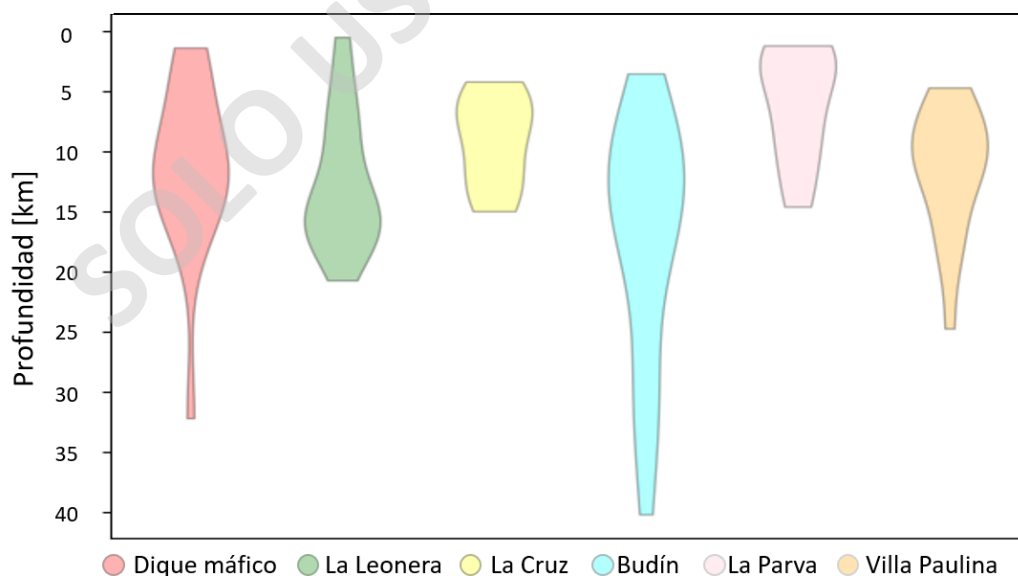


Fig. 64: Diagrama de violín con la profundidad de cristalización de cada unidad del Stock Yerba Loca utilizando resultados del barómetro de Wang et al. (2021).

4.3 Modelo conceptual del emplazamiento y evolución magmática del Stock Yerba Loca.

La construcción de un reservorio magmático puede darse de manera incremental, mediante pequeñas inyecciones de magma a lo largo de millones de años (Glazner et al., 2004), lo cual es soportado por evidencia geocronológica que muestra edades de enfriamiento con diferencias de hasta algunas decenas de millones de años (Harrison *et al.*, 1999; Coleman *et al.*, 2004; Matzel *et al.*, 2006; Barboni *et al.*, 2012; Díaz Alvarado *et al.*, 2013) y modelos termodinámicos que muestran la necesidad de emplazar múltiples pulsos a altas tasas para explicar las diferencias de edades (Annen *et al.*, 2006; Annen, 2009).

A partir de los resultados obtenidos en ese estudio, así como la información disponible del Stock Yerba Loca y los antecedentes inéditos (Santibáñez, 2021; Santibáñez, comunicación personal), se propone un modelo evolutivo más completo para la construcción del stock. Este modelo se puede separar en dos etapas:

- (1) La primera etapa consiste en la inyección de pulsos máficos que habrían ascendido mediante diques, probablemente con una alta tasa de ascenso y sin acumularse por largos períodos en la Corteza. Este episodio dio lugar a la formación de gabros de las Unidades La Leonera, La Cruz, budines dioríticos y diques máficos. Probablemente los procesos convectivos dieron lugar a zonaciones texturales y orientación de cristales de plagioclasa en determinadas zonas, generando algunos contactos internos gradacionales que definen variaciones del orden de algunos metros (Figura 65.I).

Este episodio se enmarca alrededor de los 22 Ma, perteneciente al emplazamiento de la Unidad Máfica, en cuyo periodo la corteza era delgada e indiferenciada, destaca el ascenso rápido del pulso debido a que los cristales no presentan un reequilibrio. Estos diques pudieron alimentar el volcanismo que se estaba desarrollando en la época.

Estos pulsos iniciales que componen al Stock provienen de zonas profundas de la corteza (40 km de profundidad aproximadamente). La primera cristalización de clinopiroxeno ocurrió a los 35 km de profundidad referente a un budín, posterior a esto, a los 21 km cristaliza el primer clinopiroxeno de la Unidad La Leonera, y

finalmente, a los 15 km el primer clinopiroxeno de la Unidad La Cruz. Si bien estas tres unidades provienen de un mismo reservorio, se diferencian por su contenido de SiO₂, su contenido de tierras raras (REE), %An y #Mg en los clinopiroxenos. A partir de estas diferencias mencionadas anteriormente en la sección 4.1.1 “Procesos de fraccionamiento en Unidad Máfica” se esclarece que los budines son una unidad que se forma a partir de la acumulación de cristales de plagioclasa de la Unidad La Leonera. Además, se determina que la Unidad La Cruz se forma en etapas tardías de la construcción de la Unidad Máfica, cuando se presenta una cristalinidad crítica, definida en torno al 55% vol. (Marsh, 1966), que permite una extracción de líquido residual efectiva.

(2) Posteriormente, en una etapa intermedia de la construcción del Stock, se emplaza un magma de composición más intermedia, cuya litología consta de monzodioritas (Unidad Intermedia tardía; Unidad La Parva) con contactos definidos y escasa orientación de cristales (Figura 65.II). Este episodio habría ocurrido en un periodo de corteza engrosada (Mpodozis et al., 1995), posterior al retrabajo de los productos volcánicos asociados a la etapa anterior (~15.3 Ma). La primera cristalización de clinopiroxeno en este modelo ocurrió a los 24 km de profundidad.

(3) Finalmente, en la etapa final de la construcción del Stock, se emplaza un magma de composición más diferenciada, cuya litología consta de cuarzo-monzodioritas (Unidad Intermedia tardía; Unidad Villa Paulina) con contactos definidos y escasa orientación de cristales (Figura 65.III). Este episodio habría ocurrido en un periodo de corteza engrosada (Mpodozis et al., 1995), posterior al emplazamiento de la Unidad La Parva (~14.9 Ma).

La primera cristalización de clinopiroxeno en este modelo ocurrió a los 15 km de profundidad.

Las unidades que conforman esta etapa tardía se diferencian por su contenido de SiO₂, %An, #Mg en los clinopiroxenos y profundidad de cristalización. A partir de estas diferencias se esclarece que la Unidad Villa Paulina se forma en etapas

tardías de la construcción de la Unidad Intermedia. Sumado a esto, la Unidad La Parva representa un reservorio más somero respecto Villa Paulina (Figura 62), sin embargo, la primera unidad tiene una composición más anortítica (Figura 57), esto contrapone la idea de que un magma más diferenciado se forma en menor profundidad y que un magma menos diferenciado se forma en profundidad, por lo que esto sustenta la idea de que ambas unidades provienen de reservorios distintos.

SOLO USO ACADÉMICO

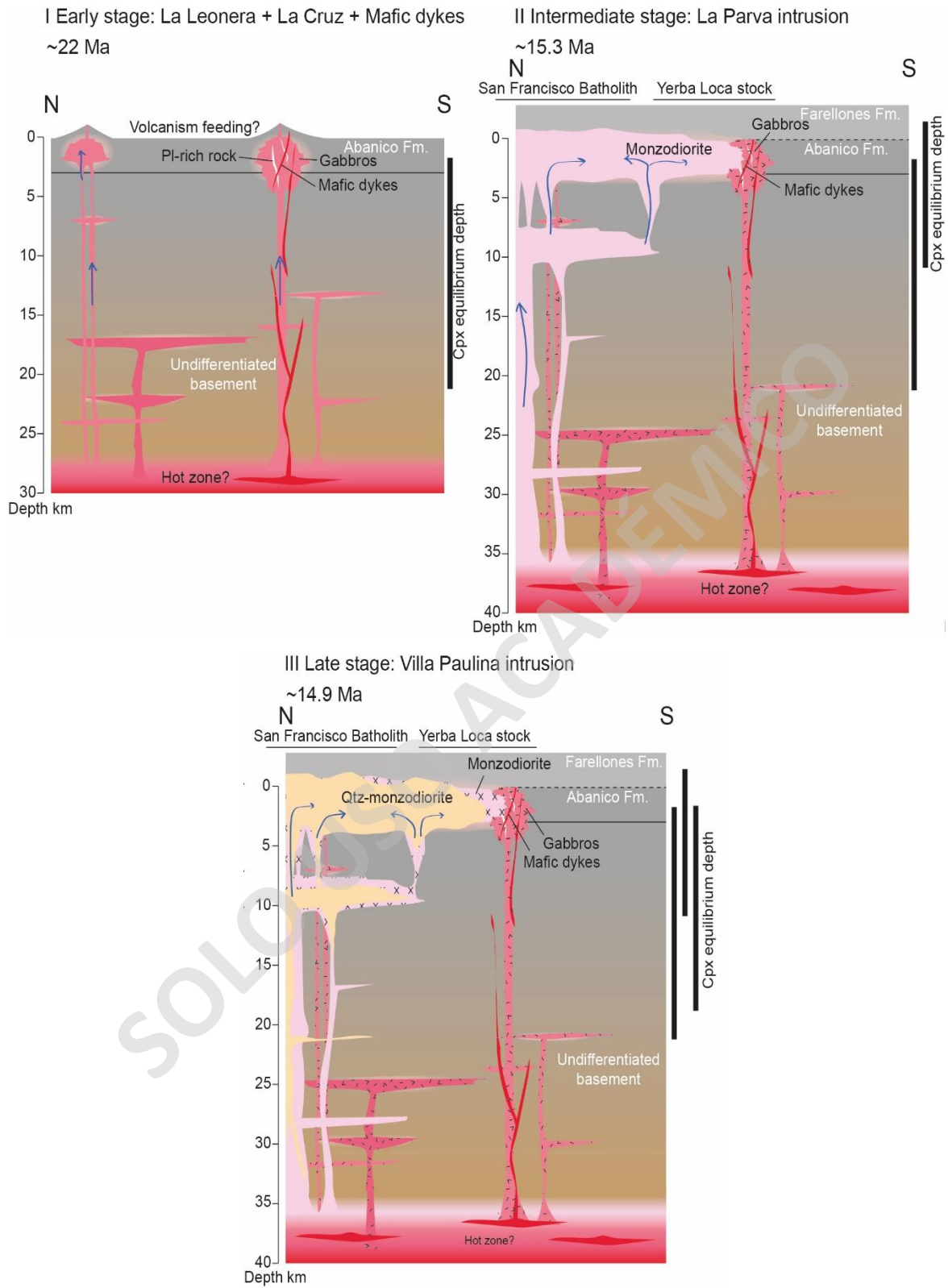


Fig. 65: Modelo evolutivo conceptual del Stock Yerba Loca.

5 Conclusión.

En este estudio se obtuvieron una serie de datos semicuantitativos de la composición mineral de cristales de plagioclasa, piroxenos y olivino, que permitieron caracterizar mineralógicamente las distintas unidades que se definieron en un inicio:

- La Leonera
- La Cruz
- La Parva
- Villa Paulina
- Budines
- Diques máficos

Los resultados permitieron realizar cálculos de la presión de cristalización del clinopiroxeno, los cuales conllevaron a la revisión del modelo conceptual que se había propuesto por Santibáñez (2021) para la evolución del Stock Yerba Loca.

Se propone que los gabros representan magmas que ascendieron de manera casi directa desde niveles profundos de la corteza (1-35 km), los cuales representarían pulsos emplazados a través de conductos verticales y stoping, en el cual la roca de caja es desplazada pasivamente sin ocurrir deformación dúctil, una evidencia de esto es el contacto abrupto entre el stock y la roca de caja, con una posterior segregación de fundidos y generación de cumulos, dando origen a las tres unidades máficas del stock. Luego, las rocas más diferenciadas del stock se emplazaron desde niveles menos profundos de la corteza, equilibrándose a menores profundidades (1-24 km) durante una etapa tardía de la evolución del sistema plutónico (~15 Ma.), al igual que la Unidad máfica, esta sufrió procesos de segregación magmática, dando origen a las dos Unidades intermedias del Stock Yerba Loca. De esta manera, se especula que las rocas máficas del stock representan pulsos iniciales provenientes de zonas profundas de la corteza, los cuales prepararon termalmente la corteza para hospedar los reservorios intermedios y voluminosos de las etapas posteriores. Esto mejora el modelo evolutivo propuesto por Santibáñez (2021).

6 Referencias.

Annen, C., 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust.

Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006a. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *J. Petrol.* 47, 505–539.

Aravena, Á., Gutiérrez, F. J., Parada, M. A., Payacán, Í., Bachmann, O., & Poblete, F. (2017). Compositional zonation of the shallow La Gloria pluton (Central Chile) by late-stage extraction/redistribution of residual melts by channelization: Numerical modeling. *Lithos*, 284, 578-587.

Barboni, M., Schoene, B., Ovtcharova, M., Bussy, F., Schaltegger, E., Gerdes, A., 2013. Timing of incremental pluton construction and magmatic activity in a back-arc setting revealed by ID-TIMS U/Pb and Hf isotopes on complex zircon grains. *Chemical Geology* 340, 76–93.

Blatt, H., Tracy, R., & Owens, B. (2006). *Petrology: igneous, sedimentary, and metamorphic*. Macmillan.

Borg, L.E.; Clyne, M.A.; Bullen, T. 1997. The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California. *The Canadian Mineralogist* 35: 425-452.

Bowen, N. L. (1912). The order of crystallization in igneous rocks. *The Journal of Geology*, 20(5), 457-468.

Brown, M., 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society* 164, 709–730. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-171>

Buddington, A.F. y Lindsley, D.H. 1964. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *J. Petrology*, 5, 310-357.

Cabello, G. C., Garza, R. M., Argote, L. D., Flores, R. C., Ramírez, E., Rivera, A. O., ... & Lee, J. (2006). Geology and paleomagnetism of El Potrero pluton, Baja California: Understanding criteria for timing of deformation and evidence of pluton tilt during batholith growth. *Tectonophysics*, 424(1-2), 1-17.

Cashman, K., Sparks, R. and Blundy, J., 2017. Vertically extensive and unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331), p.eaag3055.

Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher III, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., ... & Novacek, M. J. (1996). New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6), 393-422.

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*, vol. 15, N°1, p. 117-139.

Clarke, D.B., Henry, A.S., White, M.A., 1998. Exploding xenoliths and the absence of “elephants” graveyards” in granite batholiths”. *Journal of Structural Geology* 20, 1325–1343. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(98\)00082-0](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(98)00082-0).

Clemens, J.D., and Mawer, C.K., 1992, Granitic magma transport by fracture propagation: *Tectonophysics*, v. 204, p. 339–360.

Clemens, J.D., 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society* 155, 843–851. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0843>.

Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology* 32 (5), 433–436.

Coleman, D.S., Bartley, J.M., Glazner, A.F., Pardue, M.J., 2012. Is chemical zonation in plutonic rocks driven by changes in source magma composition or shallow-crustal differentiation? *Geosphere* 8, 1568–1587. <https://doi.org/10.1130/GES00798.1>.

Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., & Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, 37(1), 1-31.

Diaz-Alvarado, J., Fernández, C., Castro, A., Moreno, I., 2013. SHRIMP U–Pb zircon geochronology and thermal modeling of multilayer granitoid intrusions: Implications for the building and thermal evolution of the Central System batholith, Iberian Massif, Spain, *Lithos*, Volumes 175–176, Pages 104-123, ISSN 0024-4937, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.006>.

Drake, R. E., Curtis, G., & Vergara, M. (1976). Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes—latitude 33° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(3), 285-295.

Ducea, M., Saleeby, J., & Bergantz, G. (2015). The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, 43(1), 299-331. doi: 10.1146/annurev-earth-060614-105049.

Dufek, J., Bachmann, O., 2010. Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology* 38, 687–690. <https://doi.org/10.1130/G30831.1>.

Emerman, S.H., Marrett, R., 1990. Why dikes? *Geology* 18, 231–233. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0231](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0231).

Farner, M. and Lee, C., 2017. Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study. *Earth and Planetary Science Letters*, 470, pp.96-107.

Gervasoni, F., Klemme, S., Rocha-Júnior, E. R., & Berndt, J. (2016). Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 1-12.

Gill, R. (2010). *An introduction to magmas and magmatic rocks. Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell. Cap, 1, 1-19.

Glazner, A., Bartley, J., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, R.Z., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers ? GSA Today 14, 4–11. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004).

Gudmundsson, A., 2011. Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma-chamber formation. Tectonophysics 500, 50–64. <https://doi.org/doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.015>.

Harrison, M.T., Grove, M., Mckeegan, K.D., Coath, C. D., Lovera, O.M., Le Fort, P., 1999. Origin and Episodic Emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalaya, Journal of Petrology, Volume 40, Issue 1, January 1999, Pages 3–19, <https://doi.org/10.1093/petroj/40.1.3>

Hildreth, W., 1981. Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. Journal of Geophysical Research 86, 10153–10192. <https://doi.org/doi.org/10.1029/JB086iB11p10153>.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 455-489.

Hogan, J.P., Price, J.D., Gilbert, M.C., 1998. Magma traps and driving pressure: Consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. Journal of Structural Geology 20, 1155–1168. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00063-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00063-7)

Honarmand, M., Ahmadian, J., Nabatian, G., & Murata, M. (2012). Reconstructing physicochemical conditions by application of mineral chemistry: a case study from the Natanz pluton, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 189(2), 138.

Hunter, R. H. (1987). Textural equilibrium in layered igneous rocks. In *Origins of igneous layering* (pp. 473-503). Springer, Dordrecht.

Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A. (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America Bulletin, vol. 117, p. 67-88.

Latypov, R. M., Chistyakova, S. Y., Namur, O., & Barnes, S. (2020). Dynamics of evolving magma chambers: textural and chemical evolution of cumulates at the arrival of new liquidus phases. *Earth-Science Reviews*, 210, 103388.

Loucks, R. R. (1996). A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125(2), 140-150.

Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 118 (11–12), 1412–1430.

Marsh, B. D. 2006. Dynamics of magmatic systems. *Elements*, 2, 287-292.

Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science* 282, 808–855. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.6.808>.

Miller, C.F., Furbish, D.J., Walker, B.A., Claiborne, L.L., Koteas, G.C., Bleick, H.A., Miller, J.S., 2011. Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics* 500, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.011>

Montecinos, P., Schärer, U., Vergara, M., & Aguirre, L. (2008). Lithospheric origin of Oligocene–Miocene magmatism in Central Chile: U–Pb ages and Sr–Pb–Hf isotope composition of minerals. *Journal of Petrology*, 49(3), 555-580.

Morimoto N, Fabries J, Ferguson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J, Aoki K, Gottardi D (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am Mineral* 62:53–62.

Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S. M., & Tittler, A. (1995). La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Andean Geology*, 22(2), 273-313.

Muñoz-Gómez, M., Payacán, Í., Gutiérrez, F., Farías, M., Charrier, R., Polvé, M., 2020. Silicic volcanism triggered by increased denudation rates in the Quaternary Andean arc of central Chile between 33°50'-34°30'S. *Lithos* 354–355, 105242. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105242>.

Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D. y Levi, B. (2003). Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, vol. 115, N°12, p. 1523-1537.

Otamendi, J., Ducea, M. and Bergantz, G., 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fertil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology*, 53(4), pp.761-800.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin* 107 (11), 1356–1380.

Paterson, S. and Miller, R., 1998. Magma emplacement during arc-perpendicular shortening: An example from the Cascades crystalline core, Washington. *Tectonics*, 17(4), pp.571-586.

Paterson, S.R., Žák, J., and Janousek, V., 2008, Growth of complex magmatic zones during recycling of older magmatic phases: The Sawmill Canyon area in the Tuolumne Batholith, Sierra Nevada, California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177, p. 457–484, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.06.024.

Paterson, S.R., Memeti, V., Pignotta, G., Erdmann, S., Zak, J., Chambers, J., Ianno, A., 2012. Formation and transfer of stoped blocks into magma chambers: The high-temperature interplay between focused porous flow, cracking, channel flow, host-rock anisotropy, and regional deformation. *Geosphere* 8, 443–469. <https://doi.org/10.1130/GES00680.1>.

Payacán, I. (2015). Estructura interna y dinámica de enfriamiento del plutón La Gloria, Chile Central: Un enfoque a partir de estudios magnéticos, petrográficos y modelación 166 numérica. MSc thesis. Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Payacán, I. (2021). Emplazamiento y evolución composicional de reservorios de magma someros en arcos contraccionales: El caso del Plutón San Gabriel en Los Andes de Chile central (33.8°S). Universidad de Chile, Santiago.

Pearce, J.A.; Stern, R.J.; Bloomer, S.H.; Fryer, P. 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q07006, doi:10.1029/2004GC000895.

Petford, N., 1996. Dykes or diapirs. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 87, 105–114. <https://doi.org/doi.org/10.1017/S0263593300006520>.

Plank, T., Langmuir, C.H., 1988. An evaluation of the global variations in the major element chemistry of arc basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 349–370.

Powell, M. y Powell. R. 1974. An Olivine-Clinopyroxene Geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, 48. 249-263.

Putirka, K. D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.

Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1), 45-66.

Rubin, A., 1991. Propagation of magma-filled cracks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23, 287–336. <https://doi.org/doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001443>.

Rubin, A.M., 1995. Getting granite dikes out of the source region. *Journal of Geophysical Research* 100, 5911–5929. <https://doi.org/10.1029/94JB02942>.

Rudnick, R. L. & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. In: Rudnick, R. L. (ed.) *The Crust. Treatise on Geochemistry* 3, 1^64.

Santibáñez, S. (2021). Emplazamiento y procesos de diferenciación magmática registrados en el stock Yerba Loca, Los Andes de Chile central (33.30-33.32°S). Universidad Mayor, Santiago.

Santibáñez, S. (2023). Descifrando la construcción inicial del Batolito San Francisco-Stock Yerba Loca (Chile central, 33°S): geoquímica y geocronología de las facies máficas marginales. Universidad de Chile, Santiago.

Schaltegger, U., Brack, P., Ovtcharova, M., Peytcheva, I., Schoene, B., Stracke, A., ... & Bargossi, G. M. (2009). Zircon and titanite recording 1.5 million years of magma accretion, crystallization and initial cooling in a composite pluton (southern Adamello batholith, northern Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 208-218.

Schoene, B., Schaltegger, U., Brack, P., Latkoczy, C., Stracke, A., Günther, D., 2012. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U-Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 355–356, 162–173. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.08.019>.

Smith, J. V., & Brown, W. L. (1988). Crystal structures, physical, chemical, and microtextural properties. (*No Title*).

Spera, F. J., & Stein, D. J. (2000). Comment on “Rheology of bubble-bearing magmas” by Lejeune et al. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3-4), 327-331.

Stolper, E., & Walker, D. (1980). Melt density and the average composition of basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74(1), 7-12.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.

Sun, S.S.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. *In* Magmatism in ocean basins (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editors). Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.

Thompson, A.B., 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 87, 1–10. <https://doi.org/doi.org/10.1017/S0263593300006428>

Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2015a. The global chemical systematics of arc front stratovolcanoes: evaluating the role of crustal processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 422, 182–193.

Turner, S.J., Langmuir, C.H., 2015b. What processes control the chemical composition of arc front stratovolcanoes? *Geochem. Geophys. Geosyst.* 16, 1865–1893.

Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, C., Zhang, Z., Pan, R., ... & Zhang, H. (2021). A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy*, 33(5), 621-637.

Watson, E. B., & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *earth and planetary science letters*, 64(2), 295-304.

Wells, P.R.A. 1977. Pyroxene Thermometry in Simple and Complex Systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62. 129-139.

7 Anexos.

7.1 Descripciones petrográficas de las muestras utilizadas en la sección de resultados; Descripción petrográfica y textural de las rocas que componen al Stock Yerba Loca y muestras utilizadas en SEM para la obtención de la química mineral.

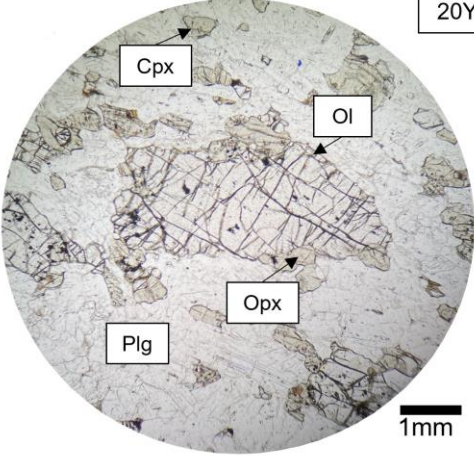
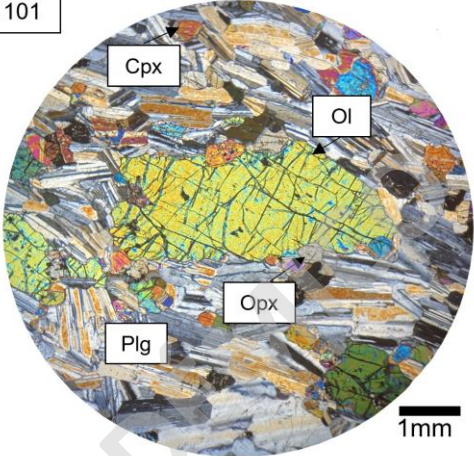
Unidad La Leonera								
Muestra: 20YL0401								
Descripción								
Gabro de clinopiroxeno, holocristalino de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica, poiquilítica entre cristales de biotita, plagioclasa y ortopiroxeno, opacos, ortopiroxeno y clinopiroxeno, además de textura sieve en plagioclasas, algunos cristales de piroxeno son intersticiales entre los cristales de plagioclasa.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
45	28	5	-	10	5	-	-	7

19YL0401

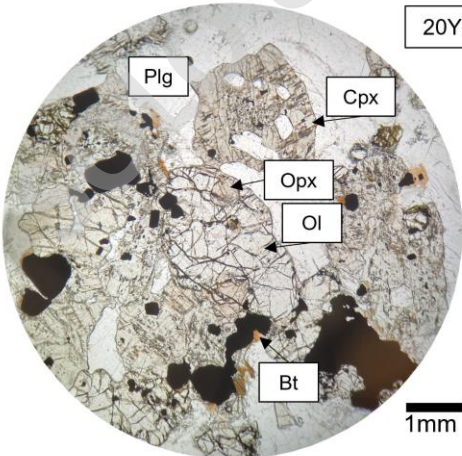
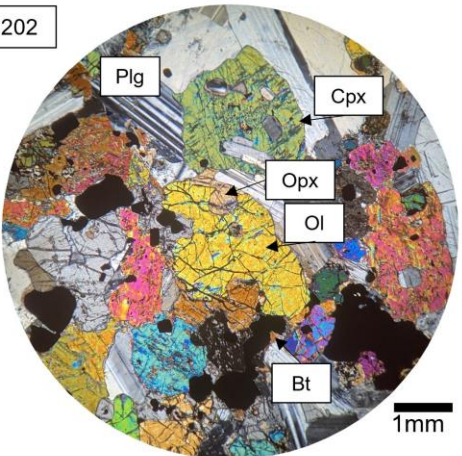
1mm

1mm

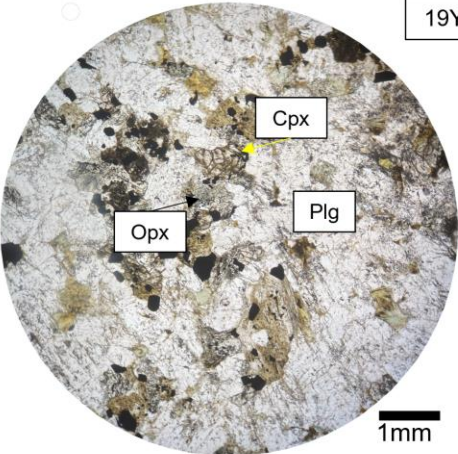
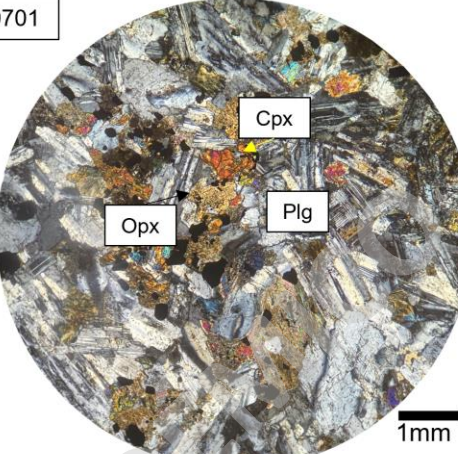
Unidad La Leonera								
Muestra: 20YL1101								
Descripción								
Gabro de clinopiroxeno, holocristalino de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica, poiquilítica con chadacristales de biotita en oikocristales de plagioclasa y con chadacristales de opacos en oikocristales de clinopiroxeno y plagioclasa, además de textura ortocumulada de piroxenos entre cristales de plagioclasa.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
45	25	10	15	2	-	-	-	7

20YL1101	
	

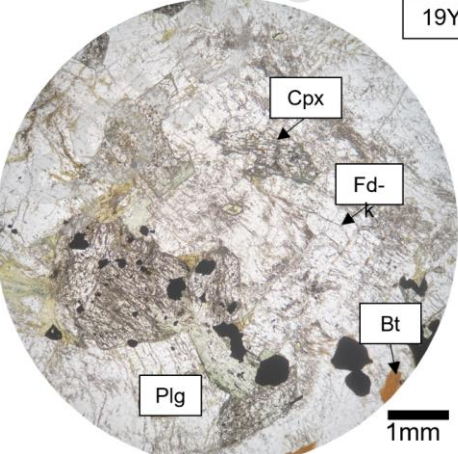
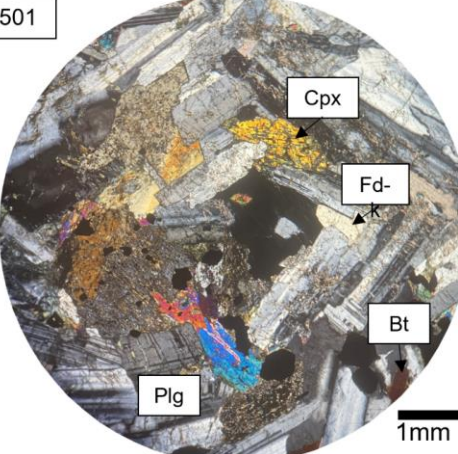
Unidad La Leonera								
Muestra: 20YL1201								
Descripción								
Gabro de clinopiroxeno, holocristalino de grano fino a medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica, poiquilítica con chadacristales de plagioclasa en oikocristales de clinopiroxeno, chadacristales de opacos en oikocristales de clinopiroxeno y chadacristales de olivino en oikocristales de clinopiroxeno, además de textura ortocumulada de piroxenos entre cristales de plagioclasa.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
45	30	10	5	3	-	-	-	7

20YL1202	
	

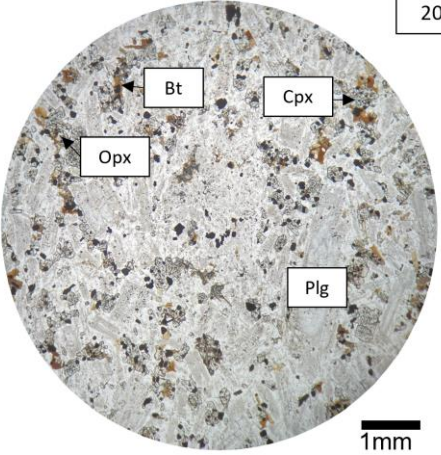
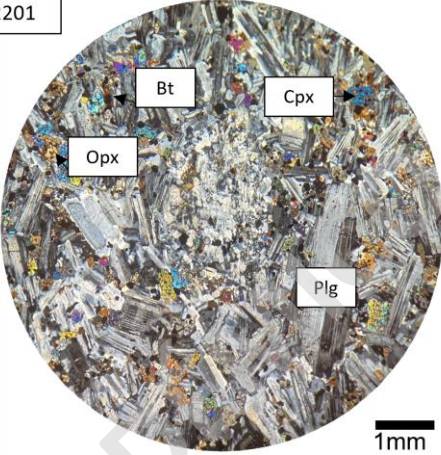
Unidad La Cruz								
Muestra: 19YL0701								
Descripción								
Cuarzo diorita de clinopiroxeno, holocristalina de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta texturas fanerítica y Poikilitica con chadacristales de opacos y plagioclasas en oikocristales de piroxeno								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
47	18	12	-	3	5	5	3	7

19YL0701	
	

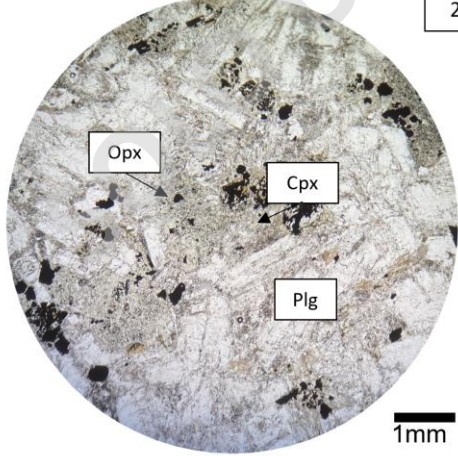
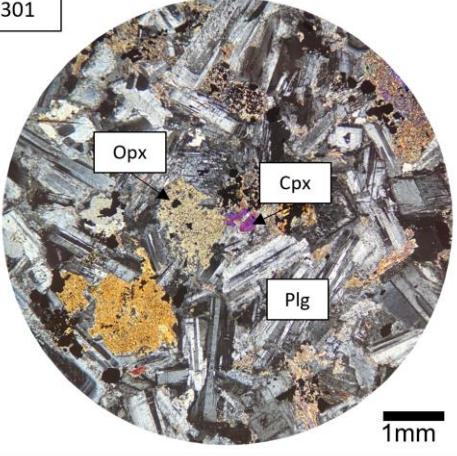
Unidad La Parva								
Muestra: 19YL0501								
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, hoplocristalina de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita y opacos, textura Poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno, además de textura de desequilibrio en hornblenda. Los cristales de hornblenda se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
42	22	10	-	5	9	2	4	6

19YL0501	
	

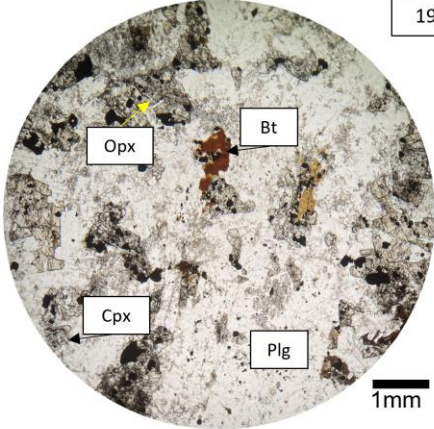
Unidad La Parva								
Muestra: 20YL2201								
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, hoplocristalina de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica y poikilítica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxenos. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales entre cristales de plagioclasa.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
47	20	13	-	8	-	2	3	7

20YL2201	
	

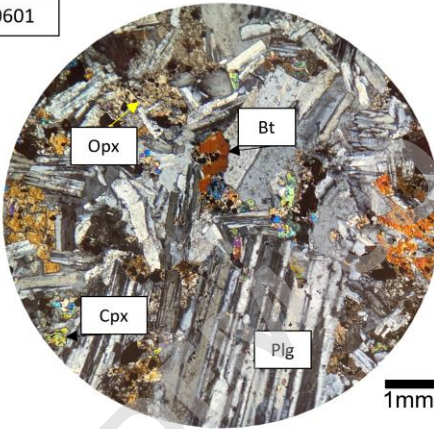
Unidad La Parva								
Muestra: 19YL2301								
Descripción								
Monzodiorita de clinopiroxeno, hoplocristalina de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura porfírica con fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental de piroxeno, feldespato potásico, cuarzo, biotita y opacos, además de textura mirmekítica y poikilítica con chadacristales de opacos en piroxenos.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
42	22	10	-	5	9	2	4	6

20YL2301	
	

Unidad Villa Paulina								
Muestra: 19YL0601								
Descripción								
Cuarzo monzodiorita de clinopiroxeno, holocristalina de grano medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica, además de textura poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno. Los cristales de cuarzo se encuentran rellenando espacios intersticiales.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
42	17	1	-	5	7	7	13	8

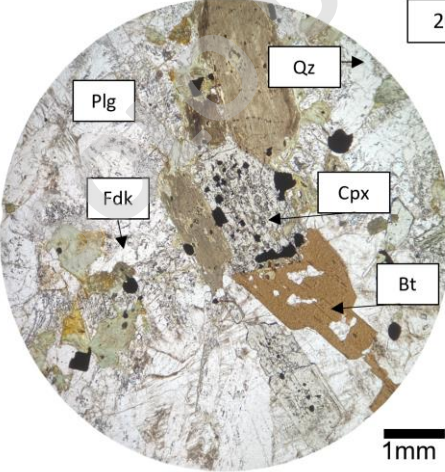


19YL0601

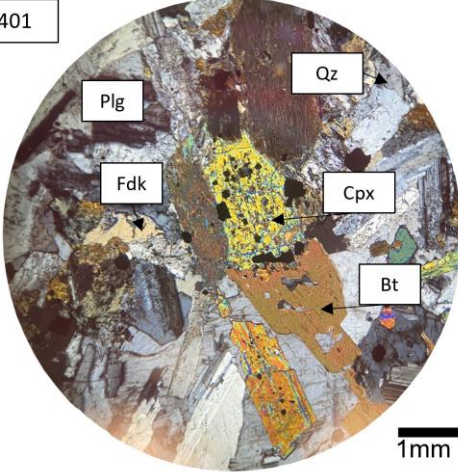


19YL0601

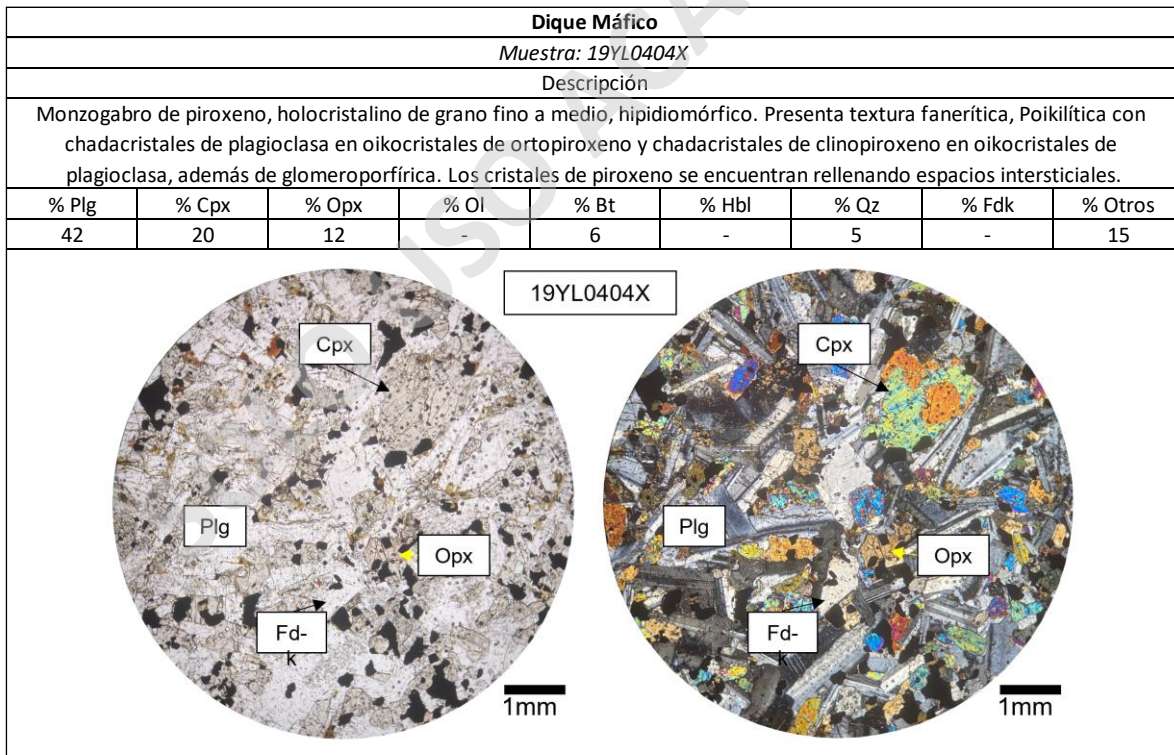
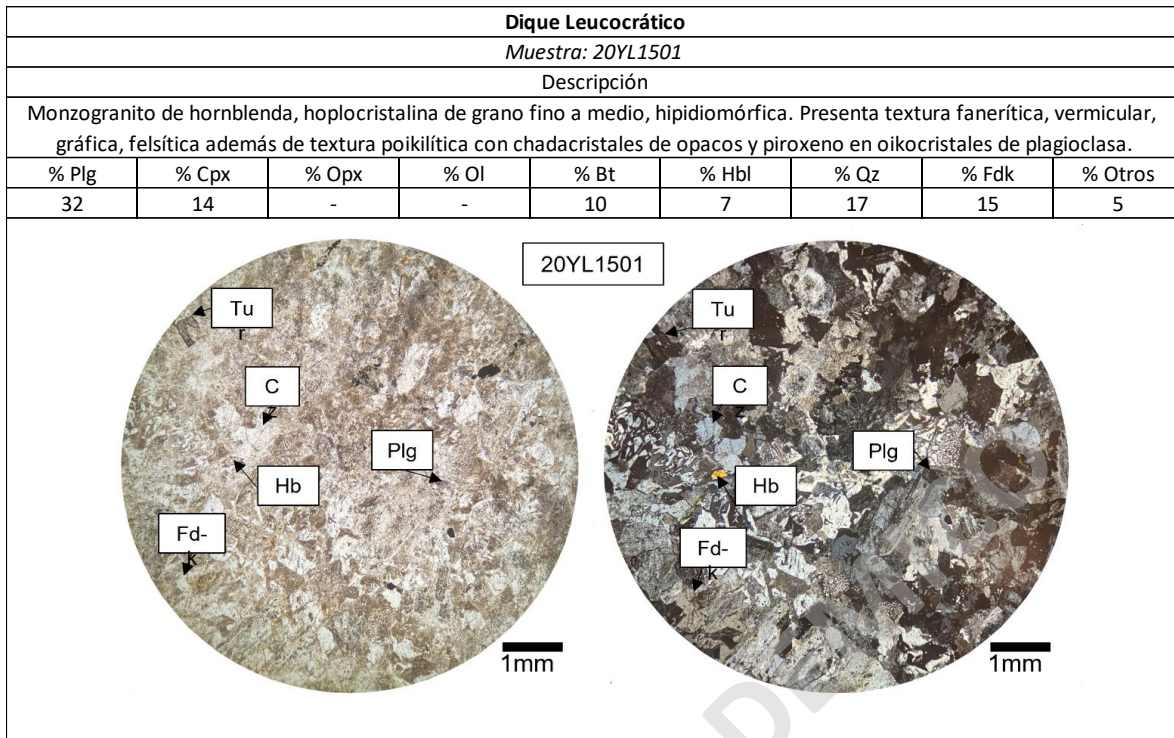
Unidad Villa Paulina								
Muestra: 20YL1401								
Descripción								
Cuarzo monzodiorita de clinopiroxeno, hoplocristalina de grano fino a medio, hipidiomórfica. Presenta textura fanerítica, gráfica además de textura de disequilibrio entre biotita – hornblenda y textura de disequilibrio en hornblenda y poikilitica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
45	10	1	-	5	10	7	15	7

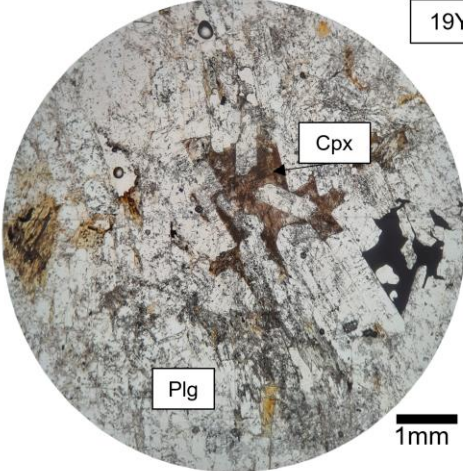
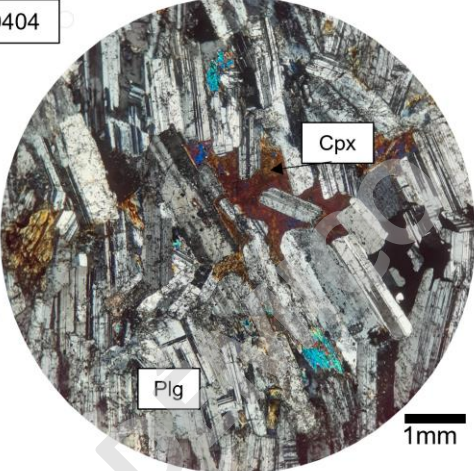


20YL1401



20YL1401



Budín								
Muestra: 19YL0404								
Descripción								
Diorita de piroxeno, holocristalino de grano medio, hipidiomórfico. Presenta textura fanerítica, ortocumulada y Poikilítica con chadacristales de opacos en oikocristales de piroxeno. Los cristales de piroxeno se encuentran rellenando espacios intersticiales entre los cristales de plagioclasa.								
% Plg	% Cpx	% Opx	% Ol	% Bt	% Hbl	% Qz	% Fdk	% Otros
92	3	4	-	-	-	-	-	1
19YL0404								
								

SOLO USO ACADÉMICO

7.2 Tablas con la química mineral de las plagioclasas presentes en las rocas del Stock Yerba Loca

Sample	Unidad	O2	SiO2	CaO	Al2O3	K2O	Na2O
19YL0404X	Dique Máfico	48.10	53.89	8.90	29.23	0.43	6.10
19YL0404X	Dique Máfico	49.23	54.68	6.30	28.68	0.34	7.07
19YL0404X	Dique Máfico	48.78	55.39	7.32	27.91	0	7.19
19YL0404X	Dique Máfico	48.91	52.61	9.29	29.66	0	5.61
19YL0404X	Dique Máfico	50.22	52.35	7.72	28.17	0	6.59
19YL0404X	Dique Máfico	48.06	53.40	9.21	29.51	0.37	6.03
19YL0404X	Dique Máfico	48.78	55.81	6.73	27.38	0.53	7.28
19YL0404X	Dique Máfico	48.69	52.69	8.98	30.02	0	5.85
19YL0404X	Dique Máfico	49.05	52.99	8.67	29.34	0	6.00
20YL1202	La Leonera	50.19	47.94	11.17	30.68	0.11	4.18
20YL1202	La Leonera	49.59	48.50	10.75	30.72	0.37	4.71
20YL1202	La Leonera	50.02	49.61	9.78	30.00	0.19	5.08
20YL1202	La Leonera	51.14	49.63	8.55	28.80	0	5.81
20YL1202	La Leonera	50.98	50.04	8.70	28.36	0	5.93
20YL1202	La Leonera	52.13	46.68	9.40	29.14	0.33	4.90
20YL1202	La Leonera	51.06	49.57	8.84	28.59	0.18	5.61
20YL1202	La Leonera	49.45	48.33	9.92	29.66	0	4.81
20YL1202	La Leonera	51.06	51.47	7.58	27.25	0.30	6.26
20YL1202	La Leonera	50.33	49.33	9.53	29.61	0.20	5.33
20YL1202	La Leonera	51.48	50.94	7.23	27.30	0	6.53
19YL0401	La Leonera	51.29	50.36	8.10	27.79	0.13	6.16
19YL0401	La Leonera	42.70	54.51	15.87	31.48	0	5.06
19YL0401	La Leonera	48.25	53.16	9.02	29.95	0	6.19
19YL0401	La Leonera	48.68	52.54	8.80	29.14	0.17	6.23
19YL0401	La Leonera	47.98	50.79	9.33	28.91	0	5.48
19YL0401	La Leonera	48.77	52.54	9.18	29.65	0	5.89
19YL0401	La Leonera	49.36	51.81	8.97	29.15	0.20	5.93
19YL0401	La Leonera	48.58	52.95	8.86	29.42	0.22	6.19
19YL0401	La Leonera	48.72	51.47	9.89	30.04	0.19	5.52
19YL0401	La Leonera	49.37	51.98	8.90	28.91	0.24	6.04
19YL0401	La Leonera	48.97	52.35	9.15	29.80	0	5.72
19YL0401	La Leonera	50.03	51.64	8.49	28.53	0.10	6.20
19YL0401	La Leonera	49.81	51.58	8.66	28.78	0.16	6.12
19YL0401	La Leonera	49.75	50.70	9.12	29.46	0.14	5.81
19YL0401	La Leonera	59.46	39.78	6.65	24.61	0.17	5.43
19YL0401	La Leonera	54.56	44.05	7.43	26.74	0.59	6.59
19YL0401	La Leonera	51.45	49.20	8.48	28.55	0	5.84
19YL0701	La Cruz	50.75	48.95	9.58	29.23	0.20	5.00
19YL0701	La Cruz	49.90	50.06	9.77	29.63	0.26	5.15
19YL0701	La Cruz	51.52	52.46	6.84	26.77	0	6.59
19YL0701	La Cruz	49.11	50.36	10.42	30.19	0.41	4.81
19YL0701	La Cruz	50.60	43.00	14.03	33.42	0	2.13
19YL0701	La Cruz	51.60	51.41	7.08	26.15	0.37	6.96
19YL0701	La Cruz	51.40	49.27	8.76	28.15	0.29	5.61
19YL0701	La Cruz	51.48	49.03	9.14	28.02	0.20	5.48

Sample	Unidad	O2	SiO2	CaO	Al2O3	K2O	Na2O
19YL0701	La Cruz	51.89	48.13	9.25	28.02	0.26	5.33
19YL0701	La Cruz	51.06	47.09	10.73	29.72	0.19	4.54
19YL0701	La Cruz	51.38	49.22	9.04	28.25	0.23	5.39
19YL0701	La Cruz	51.06	48.73	9.71	29.14	0.23	4.87
19YL0404	Budín	50.99	49.97	8.58	28.59	0.35	5.45
19YL0404	Budín	50.05	50.40	8.49	29.31	0	5.64
19YL0404	Budín	50.32	48.69	9.21	29.38	0	5.08
19YL0404	Budín	49.85	49.55	8.47	28.40	0.35	5.61
19YL0404	Budín	49.72	50.81	8.51	27.96	0.59	5.80
19YL0404	Budín	50.69	49.22	8.55	28.59	0.31	5.45
19YL0404	Budín	50.13	48.84	9.43	29.34	0.35	5.15
19YL0404	Budín	51.99	44.73	8.97	31.55	0.46	4.38
19YL0404	Budín	50.85	48.84	9.29	29.25	0.39	5.26
19YL0404	Budín	51.10	48.93	9.30	28.76	0.30	5.27
19YL0404	Budín	50.80	49.42	9.18	28.64	0.45	5.41
19YL0404	Budín	50.84	48.33	9.86	29.23	0.40	5.03
19YL0404	Budín	50.49	49.03	9.36	29.15	0.39	5.15
19YL0404	Budín	50.88	48.84	9.33	29.40	0.34	5.10
19YL0404	Budín	50.60	49.82	9.11	29.85	0	5.12
19YL0404	Budín	51.13	49.16	9.00	28.91	0.26	5.31
19YL0404	Budín	51.22	48.73	9.37	28.70	0.40	5.11
19YL0404	Budín	51.21	49.52	8.73	28.42	0.42	5.41
19YL0404	Budín	51.04	50.94	7.74	27.36	0.45	6.42
19YL0404	Budín	51.40	50.85	7.30	27.42	0.34	6.50
19YL0404	Budín	50.65	47.53	10.47	30.33	0.20	4.63
19YL0404	Budín	50.31	48.13	9.75	29.80	0.28	5.03
19YL0404	Budín	51.19	48.80	8.97	28.95	0.20	5.53
19YL0404	Budín	50.75	49.18	8.38	28.04	0.26	5.81
19YL0404	Budín	51.25	48.22	9.42	29.49	0.13	5.08
19YL0404	Budín	51.38	48.93	8.67	28.40	0.43	5.60
19YL0404	Budín	51.26	48.82	9.12	29.46	0	5.14
19YL0404	Budín	51.23	48.35	9.37	29.70	0	5.07
19YL0404	Budín	51.61	48.54	8.91	28.53	0.25	5.42
19YL0404	Budín	51.54	48.31	9.21	28.72	0.31	5.16
19YL0404	Budín	51.41	49.82	8.33	27.83	0.45	5.73
19YL0404	Budín	51.12	48.13	9.88	29.83	0	4.69
19YL0501	La Parva	51.27	50.85	7.72	27.98	0	6.24
19YL0501	La Parva	50.24	53.20	6.97	27.09	0.40	7.05
19YL0501	La Parva	59.71	42.39	5.38	23.01	0	6.02
19YL0501	La Parva	59.99	41.04	5.75	22.87	0.33	5.86
19YL0501	La Parva	50.00	53.38	7.07	27.09	0.41	7.19
19YL0501	La Parva	50.67	54.00	6.56	26.85	0	7.00
19YL0501	La Parva	50.07	51.83	8.10	28.53	0.31	6.15
19YL0501	La Parva	50.55	53.42	6.62	26.21	0.51	7.36
19YL0601	Villa Paulina	51.86	55.49	4.16	24.20	0	8.67
19YL0601	Villa Paulina	62.24	42.27	3.14	19.83	0	7.11
19YL0601	Villa Paulina	59.83	44.94	3.61	19.97	0.42	7.63
19YL0601	Villa Paulina	60.45	42.70	4.33	21.11	0.21	6.96

7.3 Tablas con la química mineral de los clinopiroxenos presentes en las rocas del Stock Yerba Loca

Sample	Unidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	X _{Mg}
19YL0404X	Dique Máfico	54.67	1.24	7.55	15.70	20.84	0	0.68
19YL0404X	Dique Máfico	51.71	3.35	8.77	15.54	19.23	0.53	0.64
19YL0404X	Dique Máfico	57.21	24.04	2.49	2.76	6.29	7.20	0.53
19YL0404X	Dique Máfico	46.22	9.72	18.23	15.27	10.17	0.40	0.46
19YL0404X	Dique Máfico	54.19	1.24	8.22	15.89	20.22	0.24	0.66
19YL0404X	Dique Máfico	54.02	1.48	8.68	16.25	19.12	0.46	0.65
19YL0404X	Dique Máfico	53.00	1.76	8.23	15.88	20.69	0.45	0.66
19YL0404X	Dique Máfico	53.03	1.26	9.21	16.02	20.19	0.30	0.64
19YL0404X	Dique Máfico	53.28	1.12	8.08	16.12	21.10	0.31	0.67
19YL0404X	Dique Máfico	53.70	0.00	7.99	16.57	20.36	0.53	0.67
19YL0404X	Dique Máfico	52.25	2.70	9.50	16.38	18.06	0.47	0.63
19YL0404X	Dique Máfico	52.61	2.15	7.75	16.34	19.88	0.63	0.68
19YL0404X	Dique Máfico	52.58	1.79	8.47	16.16	19.67	0.74	0.66
19YL0404X	Dique Máfico	53.54	1.50	6.70	16.74	21.52	0	0.71
19YL0404X	Dique Máfico	47.09	7.21	15.13	17.80	12.77	0	0.54
19YL0404X	Dique Máfico	52.42	2.69	9.50	16.71	18.29	0.40	0.64
19YL0404X	Dique Máfico	53.51	2.17	8.27	15.64	20.22	0.19	0.65
19YL0404X	Dique Máfico	53.52	1.18	8.07	15.96	20.86	0.41	0.66
19YL0404X	Dique Máfico	51.84	2.52	8.46	16.38	19.40	0.40	0.66
20YL1202	La Leonera	52.41	3.57	7.38	16.59	18.70	0.63	0.69
20YL1202	La Leonera	52.54	3.39	7.51	16.32	18.95	0.48	0.68
20YL1202	La Leonera	52.94	2.98	7.19	16.22	19.44	0.51	0.69
20YL1202	La Leonera	52.53	3.22	7.84	16.54	18.61	0.47	0.68
20YL1202	La Leonera	53.10	2.97	7.85	16.80	18.10	0.35	0.68
20YL1202	La Leonera	52.79	2.85	7.11	16.60	19.36	0.55	0.70
20YL1202	La Leonera	53.60	2.01	6.93	16.36	20.31	0.44	0.70
20YL1202	La Leonera	52.65	3.04	7.73	15.95	19.88	0.15	0.67
20YL1202	La Leonera	53.57	2.34	7.97	17.00	18.79	0.34	0.68
20YL1202	La Leonera	53.87	1.95	7.44	16.55	19.85	0.35	0.69
20YL1202	La Leonera	52.91	2.87	7.55	16.50	19.10	0.50	0.69
20YL1202	La Leonera	53.39	2.23	8.05	16.45	19.51	0.36	0.67
19YL0401	La Leonera	52.53	2.14	7.45	16.13	20.81	0.39	0.68
19YL0401	La Leonera	52.95	2.20	6.44	16.85	20.81	0.42	0.72
19YL0401	La Leonera	51.51	2.99	7.73	16.06	20.57	0.53	0.68
19YL0401	La Leonera	52.91	1.93	6.77	16.68	20.96	0.22	0.71
19YL0401	La Leonera	52.43	2.24	8.59	17.52	18.33	0.40	0.67
19YL0401	La Leonera	52.86	5.32	13.77	20.94	5.80	0.44	0.60
19YL0401	La Leonera	54.07	2.04	8.69	17.35	17.18	0.34	0.67
19YL0401	La Leonera	53.16	2.40	7.17	15.99	20.57	0.35	0.69
19YL0401	La Leonera	53.22	1.60	6.88	16.74	21.28	0.27	0.71
19YL0401	La Leonera	53.15	1.84	5.83	17.14	21.60	0.44	0.75
19YL0401	La Leonera	53.08	1.75	6.10	16.84	21.64	0.58	0.73
19YL0401	La Leonera	52.32	2.23	7.30	16.73	20.80	0.26	0.70
19YL0401	La Leonera	51.94	2.97	8.30	16.27	19.49	0.64	0.66

Sample	Unidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	X _{Mg}
19YL0701	La Cruz	49.34	6.12	6.39	16.15	20.27	0.40	0.72
19YL0701	La Cruz	51.35	3.41	7.67	16.19	20.33	0.49	0.68
19YL0701	La Cruz	51.60	2.98	8.04	17.25	18.83	0.46	0.68
19YL0701	La Cruz	50.85	3.94	7.48	16.34	20.05	0.27	0.69
19YL0701	La Cruz	52.68	1.92	7.65	17.35	19.42	0.48	0.69
19YL0701	La Cruz	43.53	29.06	11.70	2.65	7.11	5.95	0.18
19YL0701	La Cruz	53.17	0.00	7.74	17.00	20.55	0.58	0.69
19YL0701	La Cruz	51.96	2.33	8.03	15.81	20.59	0.43	0.66
19YL0701	La Cruz	51.85	3.14	8.21	15.86	19.55	0.62	0.66
19YL0701	La Cruz	53.76	1.32	6.48	16.90	21.35	0.19	0.72
19YL0701	La Cruz	51.56	2.50	12.53	18.95	13.28	0.44	0.60
19YL0701	La Cruz	54.00	0.00	6.91	17.76	20.22	0.51	0.72
19YL0404	Budín	55.19	3.17	11.02	18.53	11.84	0.25	0.63
19YL0404	Budín	49.64	8.38	17.39	11.53	11.81	0.59	0.40
19YL0404	Budín	44.85	26.72	1.69	0.48	25.60	0.66	0.22
19YL0404	Budín	51.34	3.69	8.43	16.18	18.97	0.70	0.66
19YL0404	Budín	51.16	3.43	8.38	15.39	20.10	0.75	0.65
19YL0404	Budín	51.93	3.42	8.63	16.99	17.84	0.53	0.66
19YL0404	Budín	53.92	1.11	5.32	17.54	21.77	0.35	0.77
19YL0404	Budín	51.51	2.88	8.85	16.46	18.95	0.62	0.65
19YL0404	Budín	52.74	2.24	7.47	16.82	19.35	0.44	0.69
19YL0404	Budín	51.82	3.54	7.60	16.01	20.08	0.13	0.68
19YL0404	Budín	51.22	4.62	7.29	14.89	20.53	0.57	0.67
19YL0404	Budín	51.59	3.61	7.89	16.08	19.23	0.51	0.67
19YL0404	Budín	54.70	3.42	13.31	16.98	11.40	0.20	0.56
19YL0404	Budín	53.14	6.09	14.32	14.52	10.17	1.34	0.50
19YL0404	Budín	55.19	4.36	10.31	18.61	11.28	0.25	0.64
19YL0404	Budín	52.02	3.03	6.89	16.27	20.35	0.41	0.70
19YL0404	Budín	51.62	3.30	8.49	16.71	18.47	0.47	0.66
19YL0404	Budín	52.14	3.02	9.92	18.11	15.85	0.27	0.65
19YL0404	Budín	51.81	3.62	7.54	16.47	19.36	0.30	0.69
19YL0404	Budín	49.87	6.38	8.71	19.28	15.21	0.20	0.69
19YL0404	Budín	51.28	3.58	7.00	15.65	21.11	0.49	0.69
19YL0501	La Parva	54.29	0.89	7.84	16.00	20.97	0	0.67
19YL0501	La Parva	54.28	0.98	6.85	16.39	21.50	0	0.71
19YL0501	La Parva	53.15	2.49	7.37	17.37	19.62	0	0.70
19YL0501	La Parva	53.11	1.48	8.11	16.37	20.34	0.58	0.67
19YL0501	La Parva	54.52	0.86	5.98	17.17	21.47	0	0.74
19YL0501	La Parva	55.03	0.68	4.50	17.52	22.27	0	0.80
19YL0501	La Parva	54.51	0.72	5.21	17.21	22.35	0	0.77
19YL0501	La Parva	54.34	1.50	6.75	16.60	20.81	0	0.71
19YL0501	La Parva	53.58	1.28	7.87	16.16	21.11	0	0.67
19YL0501	La Parva	53.39	1.15	7.46	16.38	21.44	0.18	0.69
19YL0501	La Parva	53.33	1.96	6.80	16.78	20.75	0.38	0.71
19YL0501	La Parva	54.21	0.43	5.75	17.36	22.24	0	0.75
19YL0501	La Parva	54.65	0.90	6.20	16.86	21.38	0	0.73
19YL0501	La Parva	54.23	0.97	8.51	15.60	20.69	0	0.65
19YL0501	La Parva	54.32	0.85	6.10	16.51	22.21	0	0.73

Sample	Unidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	X _{Mg}
19YL0601	Villa Paulina	53.95	1.07	7.94	16.01	20.60	0.43	0.67
19YL0601	Villa Paulina	54.85	0.94	7.51	15.93	20.36	0.42	0.68
19YL0601	Villa Paulina	54.75	0.67	7.99	15.86	20.37	0.36	0.67
19YL0601	Villa Paulina	53.83	1.02	8.35	15.74	20.70	0.36	0.65
19YL0601	Villa Paulina	54.78	0.93	8.22	16.20	19.47	0.39	0.66
19YL0601	Villa Paulina	53.24	0.95	8.87	15.96	20.30	0.68	0.64
19YL0601	Villa Paulina	54.36	0.67	6.22	17.05	21.46	0.24	0.73
19YL0601	Villa Paulina	54.58	0.97	6.49	16.93	20.53	0.51	0.72
19YL0601	Villa Paulina	53.40	1.16	8.15	16.11	20.68	0.51	0.66
19YL0601	Villa Paulina	53.85	0.84	7.48	16.77	20.71	0.34	0.69
19YL0601	Villa Paulina	53.74	1.31	8.27	15.46	20.82	0.40	0.65
19YL0601	Villa Paulina	53.34	2.35	6.55	17.16	19.99	0.61	0.72
19YL0601	Villa Paulina	53.58	0.75	10.74	14.13	20.36	0.44	0.57
19YL0601	Villa Paulina	53.11	1.03	9.58	15.18	20.62	0.49	0.61
19YL0601	Villa Paulina	53.94	1.04	8.98	15.12	20.52	0.41	0.63
19YL0601	Villa Paulina	54.16	0.78	8.05	15.61	21.07	0.32	0.66
19YL0601	Villa Paulina	54.32	0.77	7.06	15.47	22.08	0.30	0.69

7.4 Tabla con la química mineral de los ortopiroxenos presentes en las rocas del Stock Yerba Loca

Sample	Unidad	O ₂	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
19YL0404X	Dique Máfico	56.49	40.93	0.51	19.01	15.71	0.63	17.46
20YL1202	La Leonera	48.57	51.28	0.49	25.76	14.19	1.02	15.77
20YL1202	La Leonera	48.45	50.42	1.41	24.75	14.41	0.89	16.01
20YL1202	La Leonera	49.16	51.34	0.13	25.31	14.05	1.10	15.61
19YL0401	La Leonera	61.83	29.50	0.46	16.18	12.75	8.28	14.17
19YL0701	La Cruz	48.92	49.16	1.55	23.87	14.93	1.06	16.60
19YL0701	La Cruz	48.98	49.18	1.32	24.00	15.29	0.94	17.00

7.5 Tabla con la química mineral de los olivinos presentes en las rocas del Stock Yerba Loca

Sample	Unidad	O ₂	SiO ₂	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Fo
20YL1202	La Leonera	44.02	35.96	34.03	23.98	0	0.59
20YL1202	La Leonera	44.66	36.07	33.55	23.46	0	0.59
20YL1202	La Leonera	45.11	35.51	32.77	23.82	0	0.58
20YL1202	La Leonera	44.48	35.92	33.29	23.99	0	0.58
20YL1202	La Leonera	44.20	35.79	32.76	24.49	0.51	0.57
20YL1202	La Leonera	46.64	35.83	31.93	22.01	0.45	0.59

7.6 Tablas con los resultados de la Presión y Temperatura de cada clinopiroxeno presente en las rocas del Stock Yerba Loca según el método de Wang et al. (2022)

Unidad	Eq. (1) Wang P/Kbar	Eq. (2) Wang T/°C	Profundidad (KM)
Dique Máfico	2.48	1205.54	7.44
Dique Máfico	4.47	1183.69	13.42
Dique Máfico	10.72	1169.42	32.17
Dique Máfico	3.57	1206.27	10.71
Dique Máfico	5.91	1225.51	17.72
Dique Máfico	3.82	1198.97	11.45
Dique Máfico	1.02	1170.01	3.05
Dique Máfico	0.79	1172.92	2.36
Dique Máfico	4.44	1191.27	13.33
Dique Máfico	4.05	1194.69	12.14
Dique Máfico	4.27	1193.76	12.80
Dique Máfico	0.45	1184.18	1.34
Dique Máfico	4.09	1156.41	12.28
Dique Máfico	5.27	1210.95	15.80
Dique Máfico	3.93	1208.26	11.78
Dique Máfico	2.85	1192.57	8.54
Dique Máfico	1.45	1165.13	4.36
La Leonera	6.90	1221.93	20.70
La Leonera	5.33	1205.80	16.00
La Leonera	5.42	1210.71	16.27
La Leonera	5.15	1204.23	15.45
La Leonera	4.65	1203.88	13.95
La Leonera	5.28	1210.27	15.84
La Leonera	4.61	1214.21	13.84
La Leonera	2.17	1179.88	6.51
La Leonera	6.14	1237.11	18.41
La Leonera	5.81	1235.32	17.44
La Leonera	5.50	1213.53	16.51
La Leonera	5.59	1226.38	16.76
La Leonera	1.61	1174.48	4.84
La Leonera	3.48	1204.39	10.44
La Leonera	2.94	1178.85	8.83
La Leonera	0.15	1169.37	0.45

Unidad	Eq. (1) Wang P/Kbar	Eq. (2) Wang T/°C	Profundidad (KM)	Unidad	Eq. (1) Wang P/Kbar	Eq. (2) Wang T/°C	Profundidad (KM)
La Leonera	2.69	1187.80	8.06	La Parva	1.21	1200.88	3.62
La Leonera	5.71	1225.30	17.14	La Parva	3.37	1234.26	10.10
La Leonera	3.85	1203.23	11.54	La Parva	0.63	1196.12	1.90
La Leonera	2.16	1194.60	6.49	La Parva	2.73	1214.75	8.18
La Leonera	4.51	1222.16	13.52	La Parva	4.86	1224.32	14.57
La Leonera	5.00	1221.60	15.01	La Parva	1.79	1206.90	5.38
La Leonera	0.42	1168.55	1.26	La Parva	0.76	1178.22	2.29
La Leonera	5.64	1206.71	16.93	La Parva	0.39	1187.80	1.16
La Cruz	4.10	1185.54	12.30	Villa Paulina	4.02	1207.21	12.07
La Cruz	3.46	1184.67	10.39	Villa Paulina	5.82	1234.01	17.47
La Cruz	2.67	1180.95	8.02	Villa Paulina	4.26	1214.23	12.78
La Cruz	1.75	1168.31	5.24	Villa Paulina	2.92	1193.46	8.76
La Cruz	2.31	1187.30	6.92	Villa Paulina	5.55	1228.32	16.64
La Cruz	1.39	1165.95	4.16	Villa Paulina	3.50	1191.96	10.50
La Cruz	4.98	1193.68	14.95	Villa Paulina	1.55	1196.71	4.66
La Cruz	2.07	1200.08	6.22	Villa Paulina	6.17	1242.49	18.52
La Cruz	4.50	1196.14	13.50	Villa Paulina	3.22	1194.58	9.67
Budín	10.34	1277.48	31.03	Villa Paulina	1.59	1187.92	4.76
Budín	13.39	1190.68	40.17	Villa Paulina	3.93	1202.40	11.78
Budín	8.81	1033.59	26.44	Villa Paulina	8.24	1261.39	24.71
Budín	6.13	1202.82	18.38	Villa Paulina	2.90	1174.04	8.70
Budín	5.28	1189.17	15.85	Villa Paulina	2.26	1174.93	6.78
Budín	5.64	1206.29	16.92	Villa Paulina	3.87	1197.57	11.60
Budín	3.04	1212.98	9.11	Villa Paulina	2.56	1192.65	7.69
Budín	4.07	1186.08	12.20	Villa Paulina	2.66	1198.36	7.98
Budín	3.83	1201.22	11.50				
Budín	1.17	1164.30	3.50				
Budín	5.44	1191.48	16.32				
Budín	4.09	1183.45	12.27				
Budín	9.84	1246.76	29.52				
Budín	11.43	1292.05	34.28				
Budín	2.25	1175.60	6.76				
Budín	3.81	1184.84	11.42				
Budín	3.87	1193.96	11.62				
Budín	2.88	1180.56	8.63				
Budín	6.09	1221.73	18.27				
Budín	2.86	1174.87	8.59				
La Parva	0.55	1180.78	1.65				
La Parva	0.76	1188.83	2.28				
La Parva	2.78	1210.27	8.33				
La Parva	4.29	1204.40	12.88				

7.7 Resumen congreso geológico 2023 (XVI CGCh)



Química mineral del stock Yerba Loca, Chile central (~33.3°S): ¿Evidencias de sistemas magmáticos máficos transcorticales del Mioceno?

Pósters

AT 1: INVESTIGACIÓN BÁSICA EN GEOCIENCIAS , AT1-8: Procesos magmáticos durante la evolución volcánica en Chile: desde el manto hacia la superficie / Magmatic processes during volcanic evolution in Chile: from mantle to surface.

Javiera Muñoz Sánchez¹, Macarena Moreno Lobo¹, Italo Payacán Payacán¹, Sebastián Santibáñez Flores².

(1) Universidad Mayor, Geología, Ciencias, ingeniería y tecnología, Av. Manuel Montt 367, Santiago, Chile.

(2) Universidad de Chile, Geología, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

javiera.munoz@mayor.cl

El magmatismo Mioceno en Chile central (33-34°S) estuvo dominado por una intensa actividad volcánica de composición variable (basaltos a riolitas) registrada en los más de 5000 m de sucesiones volcánicas con facies sedimentarias subordinadas de la Fm. Abanico y Fm. Farellones. Durante el desarrollo de este volcanismo se registraron eventos freatomagmáticos hasta eventos constructivos (domos lava y estratovolcanes) registrados en las inmediaciones de Farellones-Yerba Loca. Adicionalmente, una serie de intrusivos dioríticos y graníticos, emplazados entre 15-10 Ma, intruyeron dichas sucesiones volcánicas en niveles superiores de la corteza. De acuerdo con estudios previos basados en datos de fábricas magmáticas y geocronología (e.g., plutón La Gloria y La Obra), algunos de estos intrusivos podrían representar canales subhorizontales de magma emplazados a través de zonas de debilidad de la corteza deformada. Se ha propuesto que, asociados a estos, existirían zonas de ascenso de magma desde niveles más profundos de la corteza, representando conductos verticales ligados a grandes yacimientos de Cu-Mo. Evidencia de estos conductos de ascenso relativamente rápido son los intrusivos

máficos con firmas isotópicas afines a señales mantélicas, como las del stock Yerba Loca.

En esta contribución, se presentan datos de análisis mineral efectuados en el stock Yerba Loca, ubicado en la Cordillera Principal de Chile central, 30 km al noreste de Santiago, con el fin de identificar los procesos magmáticos ocurridos en el reservorio y estimar las profundidades de emplazamiento del magma durante su trayecto a través de la corteza. El stock corresponde a un **intrusivo máfico** con una orientación NE-SW, geometría ovalada de 3,5 km² aproximadamente y edades de cristalización entre $14,94 \pm 0,14$ y $15,4 \pm 0,5$ Ma (U-Pb en circones). El stock es composicional y texturalmente heterogéneo y se divide en tres unidades magmáticas, de más antigua a más joven, correspondientes a: (a) gabros-dioritas de piroxeno, las cuales afloran en los bordes del intrusivo; (b) monzodiorita de piroxeno, aflorando en el sector NE de este; (c) cuarzo-monzodiorita de piroxeno, la cual aflora en el sector NW.

Mediante análisis semicuantitativos utilizando **SEM-EDS** se determinó la **química mineral** de las principales fases que conforman al stock (plagioclasa, piroxeno y olivino subordinado). Los resultados muestran que el contenido de anortita del stock varía entre el rango An₃₀ hasta An₈₆. En cada unidad el espectro de An es continuo y se reconoce que las cuarzo-monzodioritas es la unidad que presenta el menor porcentaje promedio (An₂₆), seguida por monzodioritas (An₄₄) y finalmente gabros-dioritas (An₆₁). La composición de los piroxenos se ubica principalmente en el campo de la augita y algunos en el de la enstatita, con #Mg que varían entre 62 y 71, sin grandes variaciones entre las distintas unidades. Se logró medir la composición de cristales de olivino en los gabros, con valores de Fo₅₇₋₅₉.

La química mineral se utilizó para determinar las **condiciones intensivas de cristalización (temperatura y presión)**, con el método de Wang et al. (2021), correspondiente a un geotermómetro y geobarómetro basado en cristales de clinopiroxeno. Los resultados indican una cristalización entre 1034 a 1292 °C (primera y última etapa de cristalización magmática respectivamente), la cual es acotada y sin mayor variación entre las unidades del stock. Las estimaciones de presión muestran que los clinopiroxenos del stock se equilibraron bajo presiones entre 1 y 6 kbar, equivalente a profundidades entre 1 y 18 km (cubriendo un rango relativamente continuo). Sin embargo, algunas rocas provenientes de diques emplazados en los gabros muestran presiones de hasta 10 kbar.

Nuestros resultados sugieren que los gabros representan magmas que ascendieron de manera casi directa desde niveles profundos de la corteza (1-30 km), los cuales representarían pulsos probablemente emplazados a través de conductos verticales, tal como sugieren las lineaciones magnéticas verticales con valores de hasta 10%. Posteriormente, las rocas más diferenciadas del stock se emplazaron desde niveles

menos profundos de la corteza, equilibrándose a menores profundidades (1-18 km) durante una etapa tardía de la evolución del sistema plutónico (~15 Ma). De esta forma, especulamos que las rocas máficas del stock representan pulsos iniciales provenientes de zonas profundas de la corteza, los cuales prepararon termalmente la corteza para hospedar los reservorios diferenciados y voluminosos de las etapas posteriores. La química mineral está siendo validada mediante técnicas cuantitativas de análisis mineral.

Keywords

(1) Intrusivo máfico, (2) SEM-EDS, (3) química mineral, (4) condiciones intensivas, (5) temperatura y presión.

Financiamiento:

Financiamiento del proyecto FONDECYT N°1180577, The Fund for Publication Developments project [PEP I-2019071] granted by Universidad Mayor - Vicerrectoría.

Agradecimientos:

Agradecimientos especiales a mi profesor a cargo Dr. Ítalo Payacán Payacán y al equipo de trabajo tras este estudio.