



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

GEOCRONOLOGÍA Y CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DE CIRCONES DEL
PLUTÓN CALEU: EVIDENCIAS DE SU PROLONGADA EVOLUCIÓN
TARDIMAGMÁTICA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO GUILLERMO MOLINA CANCINO

PROFESOR GUÍA:
MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

PROFESOR CO-GUÍA:
FRANCISCO JAVIER GUTIÉRREZ FERRER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
KATJA DECKART
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

SANTIAGO DE CHILE

AÑO 2014

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo y grado de
Magíster en Ciencias, Mención Geología
POR: Pablo Guillermo Molina Cancino
FECHA: 02/09/2014
PROFESOR GUÍA: Miguel Ángel Parada
PROFESOR CO-GUÍA: Francisco Gutiérrez

GEOCRONOLOGÍA Y CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DE CIRCONES DEL PLUTÓN CALEU: EVIDENCIAS DE SU PROLONGADA EVOLUCIÓN TARDIMAGMÁTICA

El plutón Caleu se ubica en la parte más oriental y joven del Batolito Costero de Chile central (~33°C), entre las regiones Metropolitana y de Valparaíso, posee un registro único del magmatismo generado a estas latitudes en el clímax del rifting del Cretácico Superior. Corresponde principalmente a un cuerpo compuesto por cuatro franjas de orientación N-S, de composiciones dioríticas a monzograníticas, y con más de ~1000 m de exposiciones verticales en sus partes mediales. Sus zonas litológicas corresponden a: Zona Gabrodiorítica (GDZ), Zona Granodiorítica (GZ), Zona Cuarzo-Monzodiorítica (QMDZ), y Zona Monzogranítica (MGZ).

En el presente estudio se utilizó geoquímica y geocronología U-Pb de circones de cada una de las zonas litológicas, junto con determinaciones de geoquímica en roca total para descifrar la etapa tardimagmática del plutón Caleu.

Los resultados arrojaron edades $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 99.7 ± 1.0 (2σ ; MSWD = 2.2), 96.8 ± 1.1 (2σ ; MSWD = 3.1), 96.8 ± 1.0 (2σ ; MSWD = 3.5) y 94.7 ± 0.7 (2σ ; MSWD = 0.95) evidenciando un leve decremento de edades de muestras huéspedes básicas a más ácidas, correspondiente a un desarrollo prolongado de la etapa tardimagmática del plutón Caleu. Temperaturas de cristalización de circón (calculadas a partir del termómetro de titanio en circón), muestran dispersiones entre 680 y 850°C, sin correlaciones claras con su edad. Por otro lado, la geoquímica de circones y de roca total de las partes superiores del plutón (extraídos de QMDZ) evidencian enriquecimiento y dispersión anómalo en sus concentraciones de REE.

Basado en un enfoque numérico según modelación termodinámica con el software MELTS, los fundidos que generaron circón (en las unidades GDZ, GZ y QMDZ) fueron altamente cristalinos (66-89% volumétrico de cristales), y se asemejan a MGZ en composiciones, estas ventanas de cristalinidad definen un sistema “mush” en donde la eficiencia de extracción de líquidos residuales es óptima. Por otro lado se estima que los fundidos que generaron circones en MGZ corresponden a una generación temprana (~32% vol. de cristales), reflejando fraccionamiento de sólidos (posiblemente circón, apatito, hornblenda y/o titanita).

Tomando en consideración las evidencias geocronológicas, geotermométricas y composicionales, se propone un mecanismo de advección de líquidos desde su reservorio a través de un sistema magmático altamente cristalino, capaz de dar explicación al desarrollo prolongado y geoquímicamente crítico de la etapa tardimagmática del plutón Caleu.

*"Je grimpe pour me sentir en harmonie avec moi-même,
parce que je vis dans l'instant, parce que c'est une forme
d'expression éthique et esthétique par laquelle je peux me réaliser,
parce que je recherche la liberté totale du corps et de l'esprit.*

Et parce que ça me plaît."

Patrick Berhault

Agradecimientos

En primer lugar agradezco al Proyecto CONICYT-FONDAP 15090013, del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) que financió la totalidad de mis terrenos, congresos y análisis efectuados en esta tesis, como también a la beca de magíster CONICYT (folio 221320021) por su apoyo económico.

Agradezco a mis mentores: Miguel Ángel, pancho Gutiérrez, Mario Vergara y pancho Hervé, por haber tenido la paciencia y disposición de responder todas mis interrogantes, aunque la mayoría de las veces resultara en más preguntas que respuestas; haber tenido la oportunidad de trabajar juntos, codo a codo, ayudó a fundar las directrices en mi desarrollo como cientista.

A Martin Reich, Calvin Miller, John Hanchar, Mike Palin y Ryan Ickert por el apoyo desinteresado y su contribución al mejoramiento de esta tesis.

Agradezco a mis padres y hermanos por haber participado de este proceso (aunque no lo sepan), estuvieron presentes -inclusive en ausencia corporal- en todas las etapas de este largo camino. A mis padres por haberme formado como una persona íntegra y llena de valores, cultivando en mí la ciencia y la música desde pequeño, y a mis hermanos por su compañía eterna e imperecedera, sé que podré contar con ustedes por siempre.

A mis amigos de Quillota el finger, el pera y Camilo, por las incontables tardes de ocio y procrastinación a rienda suelta.

Quiero agradecer también a mis grandes amigos Iván y Hugo, sin ellos el pasar por el eterno plan común hubiera sido aún más tortuoso de lo que fue.

Esta tesis va dedicada también a mi segunda familia, mi sustento, mis amigos de escalada: pelagato, nico, cote, jackie, alfarolito y pipe borquez, con quienes me inicié en este arte, hace casi ya ocho años. Al desplomando, mi segundo hogar: julio, diego, chopo y blitz (y el mate infaltable). A mi cordada carmencita por apañarme y aguantarme en todo momento, gracias negrita linda.

A mis amigos geolongis por alegrar mis días, por la compañía y fraternidad: seba, bascu, feña, momo, mari, vladi, yerks, chichito, Zavala, basil, gusano poblete, Pablo, guga, Tomás y vale, joe y victortilla. Y a rob por haberme encauzado a estudiar la Tierra y los procesos que la gobiernan.

A Blanca, Bernardette, Maritza y María Rosa por el apoyo y consideración incondicional en todo momento, aunque no les correspondiera. A Rosita, Quilo y don Carlos por ser el sustento permanente de nosotros, los estudiantes, y darle alegría constante a la cotidianidad.

Agradezco a la sencillez de las cosas, a la cadencia del viento, a las hojas y el musgo, a los cerros estoicos, al sol y el polvo, a los sueños y el despertar, a los viejos y sus arrugas, a las sonrisas y la amistad.

TABLA DE CONTENIDO

| | |
|---|-----------|
| 1. CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 Estructura de la tesis | 2 |
| 1.2 Estado del arte | 3 |
| 1.2.1 Mecanismos y duración de la construcción de reservorios magmáticos | 3 |
| 1.2.2 El circón como trazador petrogenético | 5 |
| 1.3 Motivación | 7 |
| 1.4 Objetivos | 8 |
| 1.4.1 Hipótesis de trabajo | 8 |
| 1.4.2 Objetivo general | 8 |
| 1.4.3 Objetivos específicos | 8 |
| 1.5 Metodologías | 9 |
| 2. CAPÍTULO 2: EL PLUTÓN CALEU: VARIACIONES LITOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS EN EL CERRO EL ROBLE | 11 |
| 2.1 Antecedentes geológicos | 12 |
| 2.2 Petrografía en detalle de rocas del Cerro El Roble | 18 |
| 2.2.1 Zona Granodiorítica (GZ) | 18 |
| 2.2.2 Zona Cuarzo-Monzodiorítica (QMDZ) | 24 |
| 2.2 Variaciones en la proporción modal mineralógica | 31 |
| 2.3 Caracterización geoquímica de rocas del Cerro el Roble | 34 |
| 2.4 Resumen y discusión | 37 |
| 3. CAPÍTULO 3: MORFOLOGÍA, GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE CIRCONES DEL PLUTÓN CALEU | 40 |
| 3.1 Morfologías y texturas | 41 |
| 3.2 Geocronología U-Pb | 45 |
| 3.3 Geoquímica de circones del plutón Caleu | 46 |
| 3.3.1 Contenidos de Ti y Hf | 46 |
| 3.3.2 Razones de Th/U y Zr/Hf | 47 |
| 4. CAPÍTULO 4: CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DE CIRCONES DEL PLUTÓN CALEU | 48 |
| 4.1 Temperatura de cristalización de circón | 49 |
| 4.1.1 Generalidades | 49 |
| 4.1.2 Resultados | 51 |
| 4.2 Co-variaciones de REE y HFSE con la temperatura de cristalización | 52 |
| 4.2.1 Variaciones de REE | 52 |
| 4.2.2 Variaciones de HFSE | 52 |
| 5. CAPÍTULO 5: COMPOSICIÓN Y MIGRACIÓN DE LÍQUIDOS RESIDUALES FORMADORES DE CIRCONES | 54 |

| | |
|---|------------|
| 5.1 Composición y cristalinidad del líquido residual: modelamiento termodinámico acoplado al balance de masa de zirconio | 55 |
| 5.2 Efectos de la composición del líquido residual en la generación y conservación de circones..... | 59 |
| 5.3 Efecto de la cristalización de fases accesorias en la composición de los líquidos intersticiales de la etapa mush..... | 61 |
| 5.4 Migración de líquidos residuales en la etapa tardía del plutón Caleu..... | 66 |
| 5.5 Conclusiones..... | 68 |
| 6. CAPÍTULO 6: PROTRACTED LATE MAGMATIC STAGE OF THE CALEU PLUTON (CENTRAL CHILE) AS A CONSEQUENCE OF MELT EXTRACTION BY DIKING: INSIGHTS FROM U-Pb ZIRCON DATING AND THERMAL MODELING (in review) | 71 |
| <i>Abstract</i> | 72 |
| 1. Introduction..... | 74 |
| 2. The caleu Pluton | 75 |
| 3. Sampling preparation, analytical techniques and procedures | 78 |
| 4. Results | 80 |
| 4.1 Vertical compositional variations of the upper level of the pluton | 80 |
| 4.2 Zircon morphology | 82 |
| 4.3 Zircon geochronology and geochemistry | 83 |
| 4.4 Temperatures of zircon saturation and crystallization | 84 |
| 4.5 The composition of the zircon crystallizing melts: a numerical approach | 85 |
| 5. Time-dependent thermal modeling for mechanisms of protracted late stage zircon crystallization | 86 |
| Basis and initial conditions | 87 |
| 5.1 Results of the conductive thermal model for magma pulses assembled simultaneously and incrementally | 89 |
| 5.2 Results of the thermal model for melt extraction by diking from a highly crystalline (mush) system | 90 |
| 6. Conclusions..... | 92 |
| Acknowledgments..... | 93 |
| <i>Supplementary Data I: Tables</i> | 112 |
| <i>Supplementary Data II: Zircon thermometry constraints</i> | 124 |
| <i>Supplementary Data III: Basis, constraints and results of time-dependent conductive thermal modeling</i> | 125 |
| 7. APÉNDICE: CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS PARA EL GABRO LA CAMPANA Y EL METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO | 134 |
| <i>Características isotópicas</i> | 135 |
| <i>Diferenciación magmática</i> | 135 |
| <i>Metamorfismo de contacto</i> | 137 |
| <i>Conclusiones</i> | 139 |
| 8. BIBLIOGRAFÍA | 140 |
| 9. ANEXOS..... | 147 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1: Probabilidad de extracción de líquidos intersticiales considerando magmas con variadas cristalinidades y composiciones. Extraído de Dufek and Bachmann (2010). | 3 |
| Figura 1.2: Sumario de edades U-Pb en circón del Batolito Tuolumne (con un intervalo de >8 Myr de cristalización). Kse, Sentinel Granodiorite; Kga-Kkc, tonalita de Glen Aulin – granodiorita de Kuna Crest; Khd, granodiorita de Half Dome; Kcp, granodiorita de Cathedral Peak; Kjg, pórfiro granítico Johnson. Barras de error en intervalos de confianza de 2σ . Extraído de Glazner et al. (2004). | 4 |
| Figura 1.3: Evolución de temperaturas modeladas para la granodiorita de Half Dome, suponiendo una intrusión instantánea de un solo pulso. El cuerpo magmático se encuentra bajo los 750°C en menos de 500 Kyr, en contraste con el intervalo de más de 3 Myr observado. Extraído de Glazner et al. (2004). | 5 |
| Figura 2.1: A la izquierda ubicación del plutón Caleu, respecto a las distintas porciones del Batolito Costero (Modificado de Parada et al., 1999). A la derecha Mapa geológico según Parada et al. (2002). | 13 |
| Figura 2.2: Venillas félsicas coalesciendo en venas y diques mayor espesor, encontradas en el gabro de GDZ. | 14 |
| Figura 2.3: Venillas félsicas atravesando al dioritas de GDZ (con marcada erosión catafilar). Se destaca la presencia de un dique félsico de espesor decimétrico bordes sinuosos (arriba a la izquierda). | 15 |
| Figura 2.4: Vetillas y diques félsicos en dioritas de GDZ. Arriba se aprecia el huésped disgregado, con intersticios rellenos por líquidos diferenciados. | 16 |
| Figura 2.5: Vista panorámica hacia el norte, comprendiendo GZ, QMDZ y GDZ. CR-09 y CR-13 lugares de extracción de muestras para separación de circones. | 19 |
| Figura 2.6: Vista panorámica hacia el oeste desde Cerro Punta Imán, comprendiendo MGZ y GZ. CR-15 lugar de extracción de muestra para separación de circones. Al fondo el gabro de la Campana. | 20 |
| Figura 2.7: fotomicrografía de intercrecimiento gráfico entre cuarzo y feldespato potásico | 21 |
| Figura 2.8: GZ, fotomicrografía de cristales de clinopiroxenos uralitizados, con escasas inclusiones de magnetita. | 22 |
| Figura 2.9: GZ, fotomicrografía de actinolita euhedral y titanita subhedral en vetillas. | 22 |
| Figura 2.10: Enclaves máficos subesféricos en GZ, llegando a la cota 1600 m. | 23 |
| Figura 2.11: GZ, fotografía de enclave máfico disgregado, subredondeado y subesférico | 23 |
| Figura 2.12: Abundantes enclaves máficos subredondeados y subesféricos, hospedados en cuarzo-monzodioritas en la cumbre del Cerro El Roble. | 25 |
| Figura 2.13: Abundantes enclaves máficos elongados encontrados en cuarzo-monzodioritas en la cumbre del Cerro El Roble. | 25 |
| Figura 2.14: QMDZ, fotomicrografía de halos de clorita en biotita, a partir de inclusiones de magnetita. | 26 |
| Figura 2.15: QMDZ, fotomicrografía de epidota anhedral entrecrecida con biotita. | 26 |
| Figura 2.16: QMDZ, fotomicrografía de vetilla de actinolita, magnetita y titanita, de aproximadamente 3 mm de ancho. | 27 |
| Figura 2.17: Fotografía a escala mesoscópica de vetillas de actinolita+titanita+magnetita. | 27 |
| Figura 2.18: QMDZ, fotomicrografía de fenocristal de plagioclasa, en enclave máfico heterométrico. | 28 |
| Figura 2.19: Clasificación modal de las rocas del Plutón Caleu, según Streckeisen (1976). GDZ: Zona Gabro-diorítica; GZ: Zona Granodiorítica; QMDZ: Zona Cuarzo-monzodiorítica; MGZ: Zona Monzogranítica. | 29 |
| Figura 2.20: Mapa geológico del plutón Caleu, incorporando una nueva zona litológica (QMDZ), y redefiniendo la Zona Tonalítica (ahora granodioritas y cuarzo-monzodioritas). | 30 |
| Figura 2.21: Px/(Anf+Bt) versus altura. | 31 |
| Figura 2.22: Or/(Or+Plg) versus altura. | 32 |
| Figura 2.23: Bt/(Bt+Anf) versus altura. | 32 |
| Figura 2.24: Índice de color versus altura. | 33 |
| Figura 2.25: Variaciones en la geoquímica de roca total en un perfil vertical del Cerro el Roble. Línea discontinua a ~1650 metros de altura marca el límite entre GZ y QMDZ. Elementos mayores en porcentaje en peso, trazas en ppm. | 34 |
| Figura 2.26: Patrones de tierras raras normalizados al condrito (Korotev, 1996). | 35 |
| Figura 2.27: LREE (ppm) versus SiO ₂ wt%. Triángulos y diamantes rocas de GZ y QMDZ respectivamente. | 36 |

| | |
|---|----|
| Figura 2.28: HREE (ppm) versus SiO ₂ wt%. Triángulos y diamantes rocas de GZ y QMDZ respectivamente. | 36 |
| Figura 2.29: Diagrama de REE versus altura. Se destaca el patrón spoon-shaped producto de presunta anfíbola residual. | 38 |
| Figura 2.30: La/Sm versus SiO ₂ wt% y Sm/Yb versus SiO ₂ wt%. Flechas rojas representan interpolación de datos, en el sentido de la diferenciación. | 39 |
| Figura 2.31: Anomalía de europio versus SiO ₂ wt%. Triángulos y diamantes rocas de GZ y QMDZ respectivamente. | 39 |
| Figura 3.1: GZ. Fotomicrografía referencial. Circón bien conservado, incluido en biotita, englobando chadacristales de minerales opacos. Con desarrollo leve de halos metamórficos (?) hacia el cristal de biotita hospedante. | 42 |
| Figura 3.2: GZ. Fotomicrografía referencial. Circón subhedral, incluido en clinopiroxeno uralitizado. | 42 |
| Figura 3.3: QMDZ. Fotomicrografía referencial. Circón subhedral en coexistiendo con cuarzo y plagioclasa. Escaso apatito acicular es encontrado rodeando e incluido en el cristal de circón. | 43 |
| Figura 3.4: Histograma de frecuencia de razones de aspecto de los circones analizados. Se aprecian circones relativamente ecuanter para GDZ y GZ, en contraste con más elongados y prismáticos en MGZ y QMDZ. | 44 |
| Figura 3.5: Histograma de frecuencia de contenido de titanio (ppm) en circones de las distintas zonas litológicas del plutón Caleu. | 46 |
| Figura 3.6: Histograma de frecuencia de contenido de hafnio (ppm) en circones de las distintas zonas litológicas del plutón Caleu. | 47 |
| Figura 4.1: Razones elementales de circones del plutón Caleu versus Ti (ppm), con su respectiva temperatura de cristalización de circón según Watson et al. (2006). (a) MREE/HREE (Lu/Gd), (b) Th/U y (c) Zr/Hf. Valores de titanio sobre 20 ppm corresponden a núcleos de circones de GDZ. | 53 |
| Figura 5.1: Valor M versus contenido de SiO ₂ (wt. %) para rocas del plutón Caleu. Recuadro mostrando efecto de variaciones en la cantidad de zirconio y valor M en la temperatura de saturación de circón, extraído de Miller et al. (2003). | 59 |
| Figura 5.2: Fracción de fundido remanente versus cantidad de zirconio (ppm) para los líquidos residuales según modelo de MELTS y balance de masas acoplado | 60 |
| Figura 5.3: (a) Cristalización en equilibrio y (b) fraccionada (Rayleigh), a partir del líquido en equilibrio con circón. Cristalización de titanita, apatita y circón no considerados. Composición del dique félsico representado como una estrella amarilla. | 63 |
| Figura 5.4: (a) Cristalización en equilibrio y (b) fraccionada (Rayleigh), a partir del líquido en equilibrio con circón. Cristalización de titanita, apatita y circón suman 5% del volumen intersticial. Composición del dique félsico representado como una estrella amarilla. Cristalización fraccionada empobrece muy rápido el líquido residual; la composición del dique félsico escapa de la escala en cristalización fraccionada. | 64 |
| Figura 5.5: Cristalinidad versus temperatura para cada uno de los líquidos modelados mediante MELTS. Rectángulo plomo corresponde a rango de temperatura de cristalización de bordes de circones del plutón Caleu. Rectángulos negro y amarillo corresponden a rango de cristalinidades que definen estados mush y convectivos, respectivamente. A la izquierda, esquemas de cristalinidad del sistema y efecto en su eficiencia de extracción (modificado de Dufek and Bachmann, 2010). | 67 |
| Figura 5.6: Modelo conceptual del desarrollo de la etapa tardimagnética del plutón Caleu. Como referencias, fotomicrografías (a) núcleos paralelos y cruzados) de circones en paragénesis con fases tardías tales como biotita, anfíbola y cuarzo. A la derecha, representación tipológica de los circones de cada una de las zonas litológicas, según Pupin (1980). Notar que, en esta etapa, en MGZ no hay desarrollo de un mush cristalino, mientras que en GDZ, GZ y QMDZ si se genera. Presiones en kb según Parada et al. (2002). | 70 |
| Figure 6.1: a) Geological map of the Caleu pluton (modified from Parada 2005b), consisting of four N-S elongated lithological zones. Circles indicate zircon sampling locations. b) Cross-section of the southern half of the pluton and sampling location. The discontinuous line at ~1650 m.a.s.l. shows the boundary between GZ and QMDZ. Inset shows QAP classification diagram, after Streckeisen (1976), of the four lithological zones of the pluton. | 94 |
| Figure 6.2: Vertical whole-rock compositional variations of the upper level of the pluton. Dashed line at ~1650 m.a.s.l defines the compositional boundary between GZ (blue triangles) and QMDZ (black diamonds). | 95 |
| Figure 6.3: Granitic felsic dikes of variable thickness hosted in the (a) GDZ, (b) and (c) GZ, and (d) QMDZ. | 96 |

- Figure 6.4: Cathodoluminescence (CL) images of the analyzed zircon grains of the four Caleu pluton samples. Typical classification according to Pupin (1980) is shown for each zircon sample. (a) GDZ zircon grains exhibit complex zoning, rounded morphologies and resorption features. (b) GZ zircon grains exhibit subtle regular oscillatory zoning and equant aspect ratios. (c) QMDZ zircon grains consist of fairly homogeneous subhedral acicular crystals. (d) Some MGZ zircon grains show well-developed prismatic forms, homogeneous cores and subtle oscillatory zoning. _____ 97
- Figure 6.5: (a) Concordia diagram plot for each sample, with their respective weighted average and 2σ error. (b) Probability density plot showing a large overlap and a slight progression towards younger ages, from mafic to felsic sample compositions. _____ 98
- Figure 6.6: (a) Chondrite-normalized REE composition of zircons of the Caleu pluton. (b) REE enrichment (average) of the GZ, QMDZ and MGZ zircons normalized to the average REE content of GDZ zircons. QMDZ zircons have the highest REE concentrations among all of the analyzed zircons. _____ 99
- Figure 6.7: Temperature of zircon crystallization and temperature of zircon saturation versus whole-rock SiO_2 wt % content. Highest crystallization temperatures recorded in GDZ zircon cores. Errors were omitted for simplicity (zircon crystallization temperature error bars are shown in Fig. 9). _____ 100
- Figure 6.8: Calculated composition of the zircon crystallizing melts obtained from the equilibrium crystallization for each lithological unit (see text). Ellipses enclose SiO_2 and Zr contents of the GZ, QMDZ and MGZ samples obtained from Parada et al. (2002) and this study. Ellipses axis represents 2 standard deviations from the average value of SiO_2 and Zr contents. Numbers above tick marks on the calculated residual liquid line represent the fraction of remaining melt. _____ 101
- Figure 6.9: Temperature of zircon crystallization versus the respective zircon age. Error bars represent 2σ confidence intervals. Inset shows the maximum interval of recorded zircon crystallization temperatures versus the minimum single-spot time interval of the zircon formation recorded in the dated samples. _____ 102
- Figure 6.10: Model of magma pulses assembled simultaneously: calculated time elapsed for zircon crystallization upon melt cooling from the highest to the lowest zircon crystallization temperatures recorded in the GDZ, GZ and QMDZ samples, using different initial geothermal gradients. _____ 103
- Figure 6.11: Thermal model for melt extraction by diking: (a) Temperatures obtained versus DDD, considering a dike width of 0.5 m. (b) Temperature versus extraction velocity, considering a DDD of 10%. Discontinuous black line indicates 700°C isotherm, representing the solidus temperature. Note that reheating above the solidus temperature is strongly favored by high extraction velocities regardless of the dike width and DDD. _____ 104
- Figure 6.12: Conceptual model of the development of the late-magmatic stage of the Caleu pluton. Dike width and zircon size are not at scale. _____ 105
- Figure 6.13: MELTS software results of temperature versus: A) Crystallinity and B) effective viscosity. The range of zircon crystallization temperatures obtained in this study is indicated as grey rectangles. Black and yellow discontinuous rectangles represent mush (Bachmann and Bergantz, 2004) and convective state (Gutierrez and Parada, 2010), respectively. _____ 127
- Figura 7.1: Valores de $e\text{Nd}$ y $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ para el gabro de La Campana (en rojo). Figura modificada de Parada et al. (2005). Un valor presente de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})=0.512638$ fue considerado. _____ 135
- Figura 7.2: Fotomicrografías representativas de las texturas y abundancias modales encontradas en rocas de La Campana. A la derecha, simplificación esquemática de las texturas acumuladas observadas: en plomo, negro y blanco, cristales protoeutéticos, peritéticos y cercanos al eutéctico, respectivamente. (a) Textura ortocumulada, en donde plagioclasa protoeutética es rodeada por opacos peritéticos y anfíbola intercumulus. La plagioclasa no presenta sobrecrecimientos post-cumulados. (b) Textura adcumulada con plagioclasas automorfas con desarrollo de sobrecrecimientos post-cumulados gruesos. Escasas fases intercumulus. _____ 136
- Figura 7.3: Diagrama de REE normalizado al condrito, según contenido de SiO_2 wt. % en roca total. _____ 137
- Figura 7.4: (a) Pseudosección simplificada de la ocoita corneana. Círculo plomo representa intersección de isópletas, correspondiente a condiciones peak de metamorfismo. _____ 138
- Figura 7.5: (b) Pseudosección simplificada de la filita de hornblenda. Círculo plomo representa intersección de isópletas, correspondiente a condiciones peak de metamorfismo. _____ 139

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|--|-----|
| Tabla 5.1: Condiciones iniciales (composición y temperature del liquidus) del modelamiento termodinámico con software MELTS. Concentraciones en porcentaje en peso (Wt. %) _____ | 57 |
| Tabla 5.2: Características del líquido residual formador de circones. _____ | 58 |
| Tabla 5.3: Coeficientes de partición utilizados para la modelación geoquímica de cristalización, según: (1) Luhr and Carmichael (1980), (2) Watson and Harrison (1983), (3) Fujimaki (1984), (4) Nash and Crecraft (1985), (5) Sano et al. (2002), (6) Bea et al. (2006). Coeficientes de partición de Zr en según termómetro de saturación de circón (7) Boehnke et al. (2013). _____ | 62 |
| Tabla 5.4: Composición de circones de mayor contenido de titanio (mayor temperatura de cristalización), en cada una de las zonas litológicas. Composición inicial del líquido formador de circones calculada a partir de Sano et al. (2002) y Boehnke et al. (2013). _____ | 62 |
| Table 6.1: Selected zircon U-Pb LA-ICP-MS data. _____ | 106 |
| Table 6.2: Selected zircon LA-ICP-MS geochemical data. _____ | 108 |
| Table 6.3: Modeled zircon crystallizing melts conditions. _____ | 111 |

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Estructura de la tesis

El presente trabajo se centró principalmente en estudiar el significado petrogenético de las variaciones geoquímicas y geocronológicas evidenciadas en circones del plutón Caleu. Es necesario destacar que ocasionalmente, en el texto principal, se hace referencia a figuras contenidas en el **Capítulo 6**, con la finalidad de no ser repetitivo en el contenido de esta investigación.

Primero, en este capítulo, se expone una breve introducción teórica a procesos magmáticos de diferenciación respecto a las escalas temporales en los que ocurren. Especial atención se le otorgó a la interpretación petrogenética de variaciones elementales en circones. Luego, una síntesis de las metodologías utilizadas en este trabajo cierra el primer apartado.

Segundo, en el **Capítulo 2** y **Capítulo 3**, se exponen los resultados de la investigación, junto con breves recapitulaciones e interpretaciones de primer orden.

Tercero, en el **Capítulo 4**, se interpretan los resultados obtenidos, caracterizando el líquido residual formador de circones del plutón Caleu.

El **Capítulo 5** constituye el epítome de este estudio, discutiéndose el significado de lo interpretado en el **Capítulo 4**, según sus implicancias en la composición del líquido residual y desarrollo de la etapa tardimagmática del plutón Caleu.

Finalmente, en el **Capítulo 6** se presenta el artículo sometido a la revista Lithos (in review). Cabe destacar que el contenido de este capítulo es auto-contenido, con la salvedad de no tener incorporadas sus propias referencias (contenidas como un ítem independiente en esta tesis).

El **Apéndice** de este trabajo refiere a un breve resumen de interpretaciones petrogenéticas del gabro de La Campana. Debido a su naturaleza inexplorada, y la proximidad espacial de este cuerpo intrusivo con el plutón Caleu, su generación y emplazamiento fue necesariamente considerado para esta investigación.

1.2 Estado del arte

1.2.1 Mecanismos y duración de la construcción de reservorios magmáticos

Investigaciones clásicas de cristalización fraccionada, en equilibrio o ‘in situ’, han dado con múltiples modelos geológicos de transporte a través de la corteza (Petford et al., 1993; 2010) y emplazamiento (Annen, 2001; Glazner et al., 2004; Michel et al., 2008; Walker et al., 2007). La veracidad y aplicabilidad de estas entra en discusión, en cuanto a los controles físicos (ej. reología y viscosidad efectiva de magmas) que las gobiernan, modificando la eficiencia de la ocurrencia de procesos de segregación de líquidos en la etapa ‘mush’ (Figura 1.1; Brophy, 1991; Dufek and Bachmann, 2010), generando gran diversidad geoquímica de sus productos (Hall and Sinton, 1996) y desacoplando la señal elemental entregada con sus índices de diferenciación (Meurer and Boudreau, 1998), producto de una homogenización rápida de grandes volúmenes de magma (Burgisser and Bergantz, 2011).

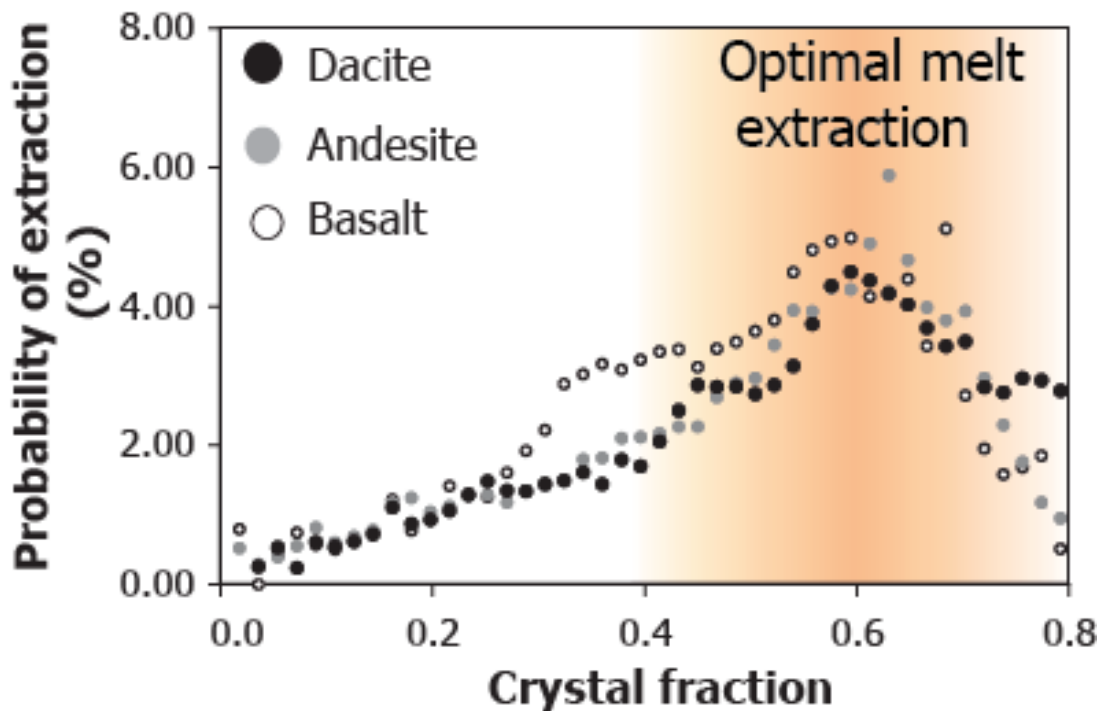


Figura 1.1: Probabilidad de extracción de líquidos intersticiales considerando magmas con variadas cristalinidades y composiciones. Extraído de Dufek and Bachmann (2010).

Los procesos anteriores han sido estudiados durante décadas, desde el punto de vista petrológico y geocronológico, atribuyéndose escalas temporales que van desde las decenas de miles de años (ej. Michel et al., 2008; Petford et al., 2000), hasta millones de años (ej. Glazner, et al., 2004; Coleman et al., 2004; Miller et al., 2007), para el desarrollo de grandes cuerpos intrusivos (Figura 1.2).

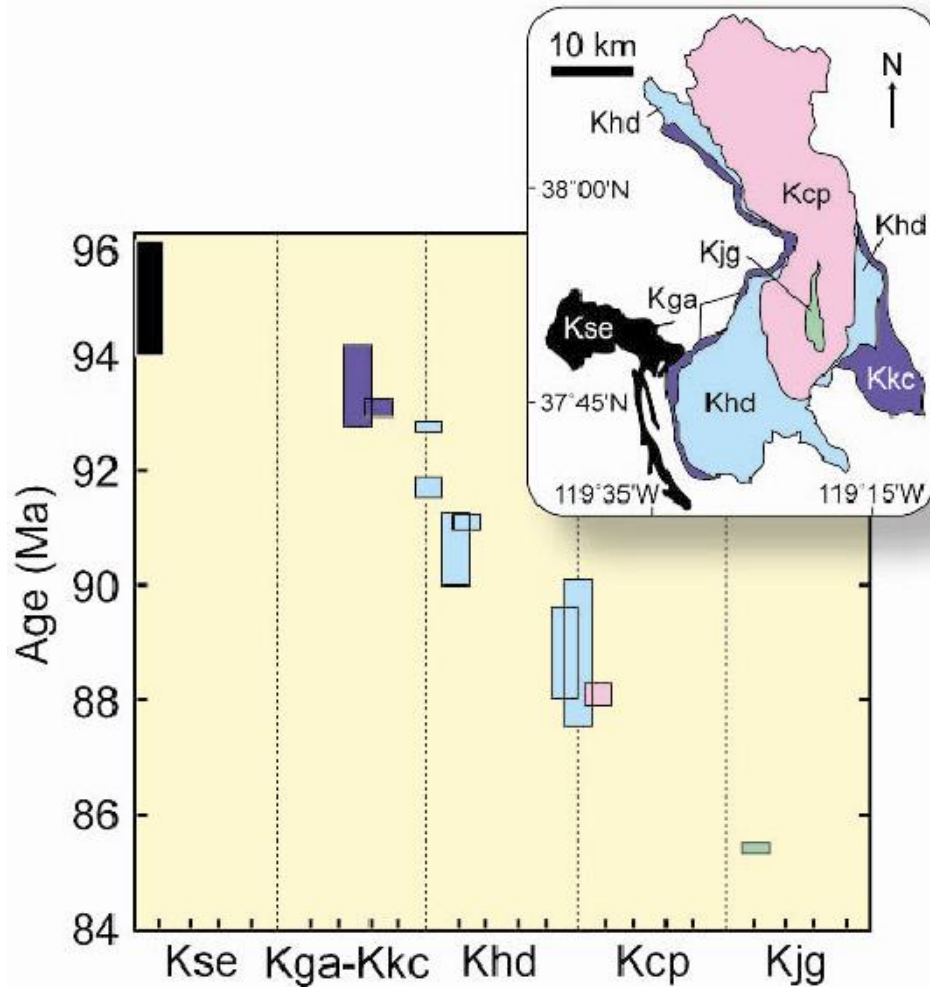


Figura 1.2: Sumario de edades U-Pb en el Batolito Tuolumne (con un intervalo de >8 Myr de cristalización). Kse, Sentinel Granodiorite; Kga-Kkc, tonalita de Glen Aulin – granodiorita de Kuna Crest; Khd, granodiorita de Half Dome; Kcp, granodiorita de Cathedral Peak; Kjg, pórfiro granítico Johnson. Barras de error en intervalos de confianza de 2σ . Extraído de Glazner et al. (2004).

En tanto, investigaciones de modelamiento termal de intrusiones, considerando distintos escenarios de construcción y emplazamiento (Annen, 2011; Gelman et al., 2013), han evidenciado su efecto en la sustentabilidad termal del sistema magmático. Diaz Alvarado et al. (2013) fueron capaces de justificar termalmente la duración de los procesos de generación magmática de cuerpos de origen anatécico. En particular Glazner et al. (2004) invocan

mecanismos de construcción incremental para la granodiorita de Half Dome, debido a la inhabilidad de modelos termales (considerando una intrusión simultánea del reservorio) para darle una explicación a la duración de su etapa tardimagmática (Figura 1.3).

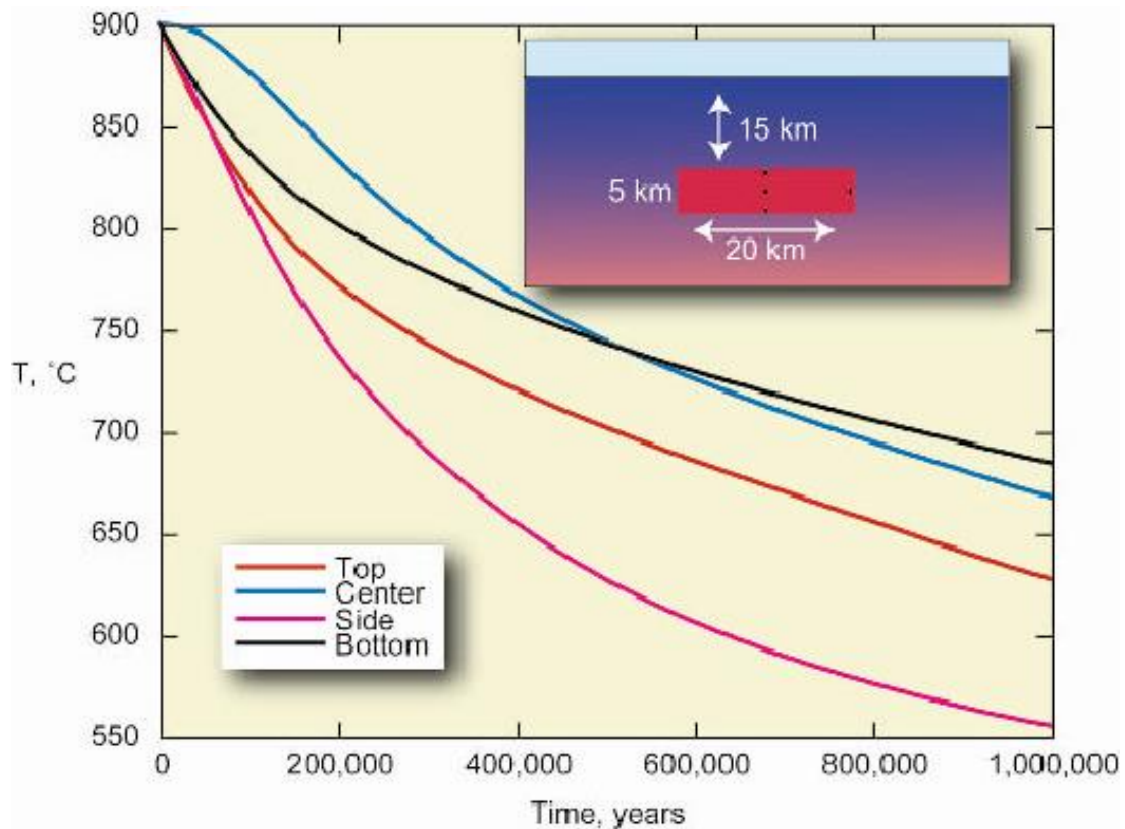


Figura 1.3: Evolución de temperaturas modeladas para la granodiorita de Half Dome, suponiendo una intrusión instantánea de un solo pulso. El cuerpo magmático se encuentra bajo los 750°C en menos de 500 Kyr, en contraste con el intervalo de más de 3 Myr observado. Extraído de Glazner et al. (2004).

1.2.2 El circón como trazador petrogenético

El circón ($ZrSiO_4$) es un mineral accesorio sumamente común en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. Este puede incorporar, y retener (dada su baja difusividad elemental subsólidos), gran variedad de elementos menores y trazas, con los que se han interpretado y deducido sus condiciones de cristalización a partir de su señal geoquímica. Estos trazadores geoquímicos pueden ser utilizados para determinar:

- **Edades de cristalización:** Por excelencia un mineral clave en la datación en el sistema isotópico U-Th-Pb (Davis et al., 2003; Parrish and Noble, 2003), debido a sus altas concentraciones de uranio en circón (Hoskin and Schaltegger, 2003), en donde las vidas

medias de los isótopos de ^{238}U y ^{235}U son lo suficientemente largas para datar casi cualquier roca huésped formada en la historia terrestre (ej. Valley et al., 2014)

- **Temperaturas de cristalización:** Consideraciones geoquímicas han revelado que existen cambios sistemáticos en la incorporación de Ti en los circones conforme la temperatura varía. Esta dependencia derivó en la calibración de termómetros de cristalización de circón, tanto dependientes de la actividad de SiO_2 y TiO_2 en el fundido albergante (Ferry and Watson, 2007), como independientes (Watson et al., 2006). Por otro lado, se ha logrado estimar temperaturas de saturación de circón, en base a la abundancia de zirconio y composición del fundido albergante (Boehnke et al., 2013).
- **Fuente y proveniencia:** Belousova et al. (2002) fueron capaces de estimar, mediante determinaciones estadísticas de numerosos análisis elementales en circón, árboles de clasificación y regresión, para poder identificar las rocas huésped que habrían precipitado circón. Más aún, estudios isotópicos de Hf y O han servido, acoplada (Bolhar et al., 2008) e independientemente (Gilliam and Valley, 1997; Hawkesworth and Kemp, 2006), como trazadores petrogenéticos en la interpretación de su fuente, identificando posibles procesos de reciclaje cortical.
- **Condiciones de oxidación magmáticas:** El cerio (Ce), un elemento Lantánido con doble valencia (+3 y +4), que junto con el europio (Eu) de valencias +2 y +3, corresponden a tierras raras claves en la estimación del estado de oxidación del magma. Esto deriva de que el Ce (IV) se particiona fuertemente en el circón, en comparación con las LREE adyacentes (La y Pr), generando anomalías positivas de Ce en todos los análisis elementales en circón, sin excepción (Ballard et al., 2002; Trail et al., 2011; Burnham and Berry 2012; Trail et al., 2012). A pesar de sus características, el europio no es considerado un buen indicador de estados de oxidación magmáticos, ya que sus variaciones pueden verse influenciadas, también, por la cristalización de feldespatos, previa o coetánea a la formación de circón.
- **Interpretaciones petrogenéticas:** Las consideraciones petrogenéticas que pueden desprenderse de análisis elementales en circón derivan de variaciones geoquímicas (pendiente de la recta que interpola concentraciones elementales en diagramas de REE) según índices de diferenciación, apuntando a procesos de cristalización fraccionada,

fusión parcial o mezcla de magmas conforme se forma circón. Estas variaciones corresponden a:

- **Aumento de la razón Lu/Gd y disminución de la razón Sm/La** (pendiente de las HREE y LREE respectivamente) con la diferenciación (ej. Wooden et al., 2006, Claiborne et al., 2006 and Claiborne et al., 2010). Producto de fraccionamiento de apatita (Watson and Harrison, 1984), titanita y/o allanita (Castañeiras et al., 2010; Reid et al., 2011).
- **Disminución de la razón Th/U y Zr/Hf** con la diferenciación (ej. Claiborne et al., 2006; Wooden et al., 2006; Harrison et al., 2007; Wang et al., 2010; Bea et al., 2006). Razones afectadas por la cristalización de circón, titanita, anfíbola, clinopiroxeno o granate, previo o durante la formación extensiva de circón.
- **Aumento de la cantidad de Hf** con la diferenciación (ej. Claiborne et al., 2010). Debido a su alta incompatibilidad con silicatos mayores, siendo acumulado en líquidos residuales a medida que el sistema magmático evoluciona.

1.3 Motivación

El plutón Caleu, correspondiente a un cuerpo intrusivo de gran cobertura areal (*ca.* 240 km²), ubicado en la Cordillera de la Costa de Chile central, constituye un objeto clave para el estudio de la duración de la etapa terminal de cuerpos plutónicos zonados, ya que abarca incluso intervalos de cristalización de ~3 Myr según dataciones U-Pb en circón (Parada et al., 2005). Estas escalas temporales son equivalentes a las observadas para intervalos de cristalización de circones de la granodiorita de Half Dome (Glazner et al., 2004; Coleman et al., 2004) y del batolito de Spirit Mountain (Walker et al., 2007), emplazados incrementalmente. De esta manera los objetivos de este trabajo intentarán responder las siguientes preguntas:

¿Qué mecanismos de emplazamiento primaron en la construcción del plutón Caleu?, ¿De qué manera influyen en la generación y preservación de circones?

1.4 Objetivos

1.4.1 Hipótesis de trabajo

Los mecanismos de construcción de reservorios magmáticos influyen directamente en la duración de su etapa terminal, como también en la variabilidad geoquímica (en roca total y mineral) resultante.

1.4.2 Objetivo general

Determinar el mecanismo de construcción del reservorio magmático del plutón Caleu.

1.4.3 Objetivos específicos

- Caracterizar las condiciones de cristalización de circones y su geocronología.
- Identificar diferencias (morfológicas, geocronológicas o composicionales) en circones de las distintas zonas litológicas del plutón Caleu.
- Relacionar ésta caracterización a un posible escenario de construcción del reservorio magmático.

1.5 Metodologías

Treinta muestras fueron recolectadas de un perfil vertical del Cerro El Roble, con el objetivo de efectuar observaciones petrográficas en lámina delgada. Del total de muestras, 23 fueron tomadas para obtener geoquímica de roca total en Activation Laboratories Ltd. con sede en Ancaster, Ontario, Canadá. Las muestras fueron molidas y pulverizadas hasta tamaños de menos de 200 mallas (al 95%), posteriormente fueron mezcladas en un horno con metaborato/tetraborato de litio; el fundido fue vertido en una solución de 5% de ácido nítrico, conteniendo estándares internos, mezclados hasta obtener disolución completa.

Los elementos mayores fueron obtenidos mediante ICP-OES, en tanto la pérdida por calcinación (LOI) fue determinada por diferencias de masas luego de ignición a 1000°C. Valores de FeO fueron obtenidos a través de tritación (usando dicromato de potasio), vía digestión ácida de metavanadato de amonio y ácido hidrofúrico. Por otro lado, los elementos trazas fueron obtenidos mediante ICP-MS, de muestras de un mínimo de 0.2 g.

Cuatro muestras fueron recolectadas, de las cuatro zonas litológicas del Plutón Caleu, para efectuar determinaciones geocronológicas y análisis de elementos trazas en circón, en el State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources (GPMR), China University of Geosciences, Wuhan. Los procedimientos de separación de circones corresponden a concentración de cristales vía mesa Wilfley, separación manual, magnética y por líquidos pesados, en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Chile

Imágenes de catodoluminiscencia de circones fueron obtenidas para 77 granos independientes, a través de un SEM Oxford INCA350 EDS y un sistema Gatan Mono CL3+, junto con dataciones de U-Pb y determinaciones puntuales de concentraciones de elementos trazas en circón fueron efectuadas simultáneamente con un LA-ICP-MS usando un sistema GeoLas 2005, con un láser de energías de 60mJ y frecuencias de 4 Hz, siguiendo los procedimientos descritos por Zong et al. (2010). Las razones isotópicas fueron procesadas mediante el software ICPMSDataCal 7.0 (Liu et al., 2008). Finalmente las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en circón fueron calculadas mediante el script Isoplot® (versión 4.1) usando promedios ponderados de edades, gráficos de densidad de probabilidad y diagramas de Concordia en intervalos de confianza de 2σ .

Cinco muestras fueron recolectadas del Cerro la Campana para análisis de geoquímica de roca total. Además, cuatro de ellas fueron elegidas para determinar sus concentraciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en Activation Laboratories Ltd. con sede en Ancaster, Ontario, Canada. Análisis de química mineral fue hecho con EMPA en el Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Stuttgart University, Alemania, utilizando un sistema automatizado CAMECA SX-100 con 5 cristales de detección (FAP, LLIF, LiPET, TAP y PET). El análisis cualitativo y obtención de imágenes de BSE fue a través de EDS. Análisis de silicatos mediante WDS fue hecho utilizando energías de 15kV, corrientes de 10 a 40 nA (dependiendo del mineral), con diámetro de rayo de $1\mu\text{m}$. Finalmente la fórmula mineral fue calculada usando CALCMIN (Brandelik, 2009).

CAPÍTULO 2

EL PLUTÓN CALEU: VARIACIONES LITOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS EN EL CERRO EL ROBLE

2.1 Antecedentes geológicos

El Plutón Caleu (Figura 2.1) se ubica en la parte más oriental y joven del Batolito Costero de Chile central (~33°C), perteneciendo a la provincia magmática del Cretácico tardío a estas latitudes. Corresponde principalmente a un cuerpo compuesto por cuatro franjas de orientación N-S, de composiciones dioríticas a monzograníticas (Parada et al., 2002, 2005a, b), de forma subrectangular, y con más de ~1000 m de exposiciones verticales en sus partes mediales (Cerro El Roble). Se emplaza en una sucesión volcano-sedimentaria de aproximadamente 15,000 m de espesor, afectada por metamorfismo de enterramiento, desarrollando asociaciones minerales de muy bajo grado (Levi et al., 1969), comprendiendo de más vieja a joven: Fm. Horqueta (riolitas, tobas y sedimentitas), Fm. Lo Prado (rocas volcano-sedimentarias marinas a continentales), Fm. Veta Negra (basaltos porfíricos y basalto-andesitas de alto potasio a shoshoníticos), y Fm. Las Chilcas (areniscas rojas y conglomerados gruesos). Por otro lado, limita al oeste con un cuerpo gábrico cumulado (Molina et al., 2013; **Apéndice**) que lo precede (*ca.* 130±1.5 Ma; Parada and Larrondo, 1999).

Estudios geobarométricos (Parada et al., 2002) sugieren presiones de ~2kb para su emplazamiento (geobarómetro de Al en Hbl; Schmidt, 1992), con etapas transientes en un reservorio intermedio bajo presiones de ~4kb (geobarómetro de epidota magmática). En tanto determinaciones de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) apuntan a geometrías lobulares, adquiridas en las etapas tardías de su emplazamiento, por propagación de flujos laterales, generando levantamiento del techo y depresión de la base (Parada et al., 2005b).

Por otro lado Parada et al. (2005) determinaron edades de U-Pb en circón en el intervalo 94.2-97.3 Ma, coincidentes con edades de enfriamiento de 94.9±1.8 y 93.2±1.1 Ma (edades plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola, biotita y plagioclasa) y trazas de fisión en apatito, sugierendo un enfriamiento subsólido rápido. Procesos de exhumación intensos, consistentes con un engrosamiento cortical importante, posteriores al emplazamiento del plutón Caleu en el rifting del Cretácico Temprano, explican su signatura poco radiogénica (Sr-Nd cercano el MORB) producto de movimientos de surgencia astenosféricos (Parada et al. 2002, 2005).

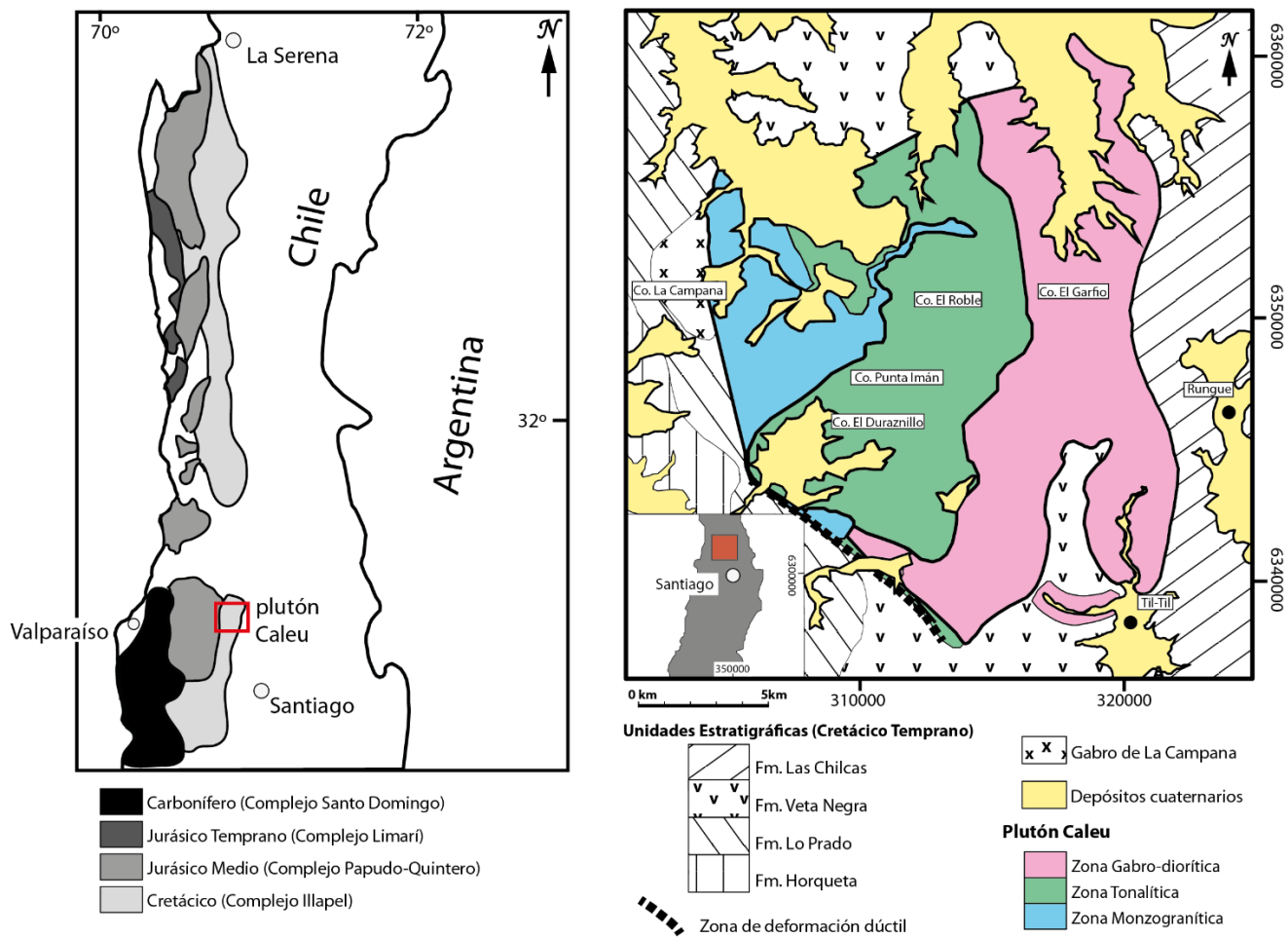


Figura 2.1: A la izquierda ubicación del plutón Caleu, respecto a las distintas porciones del Batolito Costero (Modificado de Parada et al., 1999). A la derecha Mapa geológico según Parada et al. (2002).

Las zonas litológicas que componen al Plutón Caleu son: la Zona Gabro Diorítica (GDZ), Zona Cuarzo-Monzodiorítica (QMDZ), Zona Granodiorítica (GZ), y la Zona Monzogranítica (MGZ). Descripciones petrográficas detalladas de las rocas que componen el perfil vertical del Cerro El Roble, comprendiendo QMDZ y GZ, se presentan en el siguiente ítem.

GDZ cubre ~140 km², incluyendo gabros gruesos, dioritas y monzodioritas (51-62 wt. % SiO₂), exhibiendo texturas orto y meso-cumuladas, con plagioclasa orientada, piroxenos subofíticos y feldespato potásico intersticial. Clinopiroxeno, hornblenda y biotita son las fases máficas preponderantes, y apatita, magnetita, ilmenita, circón y epidota magmática se presentan como fases accesorias. Entramados de venillas félsicas y diques de espesor variable ocurren de manera ubicua en ésta unidad (Figura 2.2, Figura 2.3 y Figura 2.4).

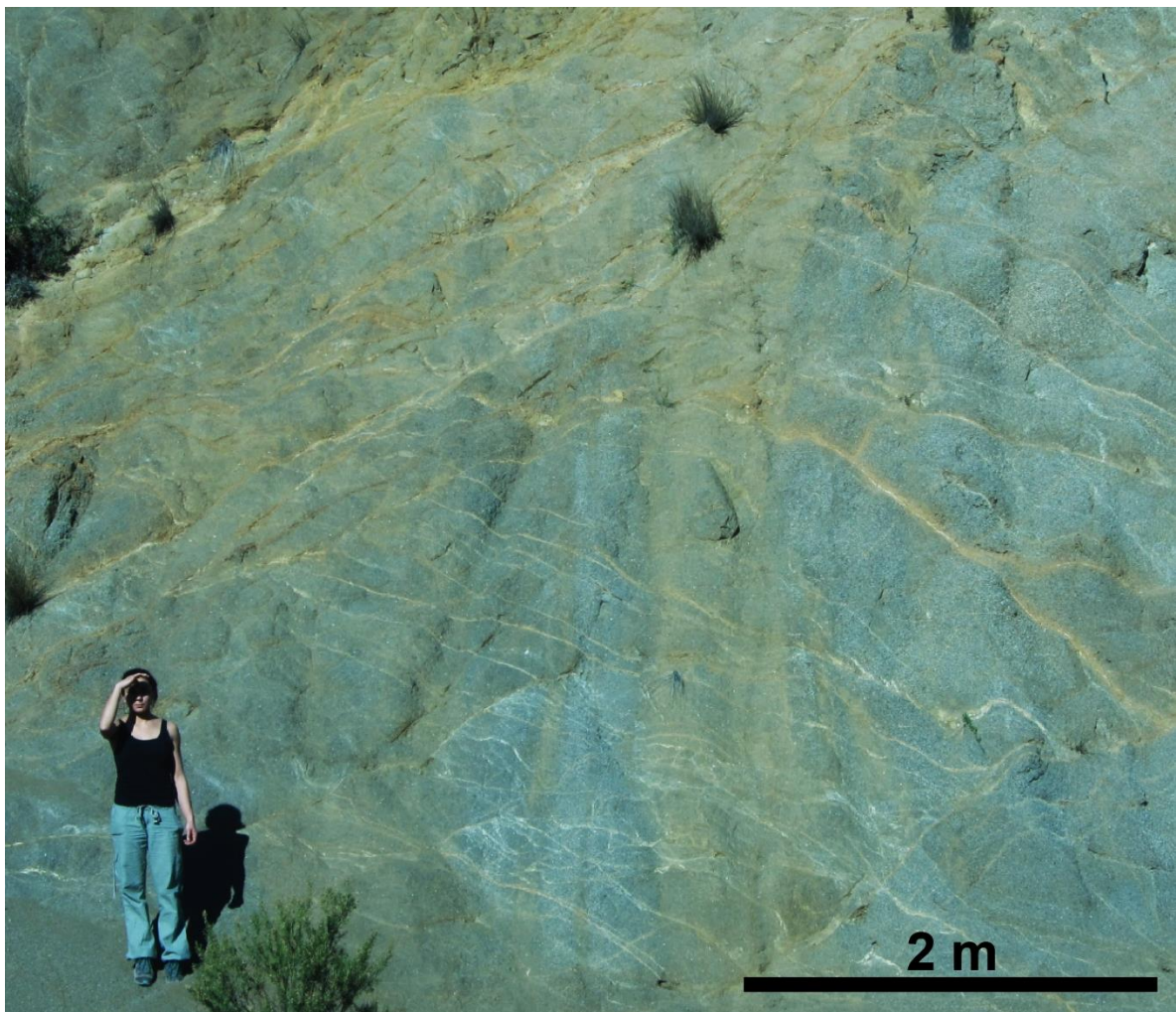


Figura 2.2: Venillas félsicas coalesciendo en venas y diques mayor espesor, encontradas en el gabro de GDZ.

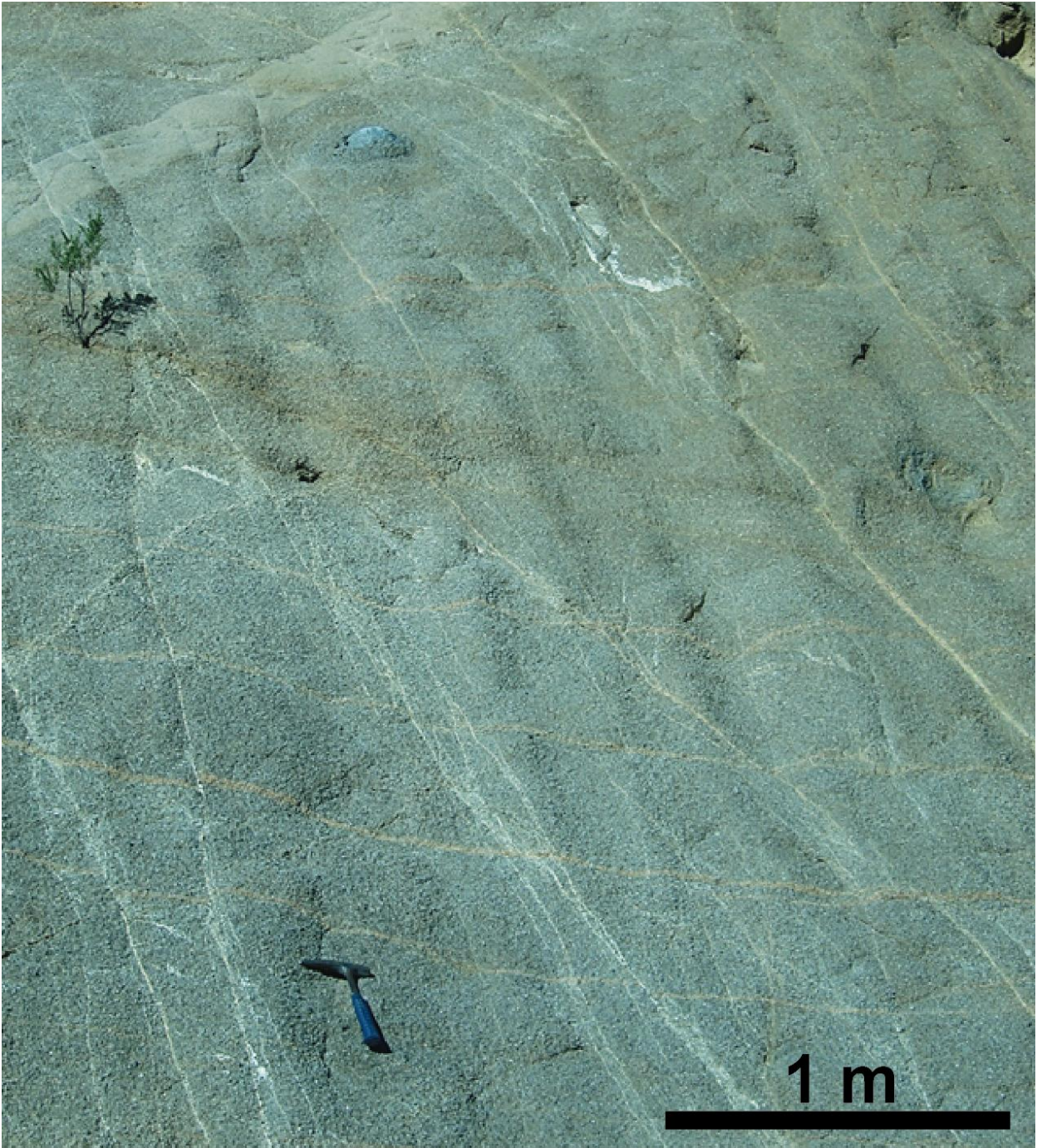


Figura 2.3: Venillas félsicas atravesando al dioritas de GDZ (con marcada erosión catafilar). Se destaca la presencia de un dique félsico de espesor decimétrico bordes sinuosos (arriba a la izquierda).



Figura 2.4: Vetillas y diques félsicos en dioritas de GDZ. Arriba se aprecia el huésped disgregado, con intersticios rellenos por líquidos diferenciados.

GZ ocupa aproximadamente 62 km^2 (62-66 wt. % SiO_2), dispuesta en la parte inferior del Cerro El Roble, constituida principalmente de granodioritas de biotita, anfíbola y menor piroxeno. Apatita, magnetita, esfero anhedral, epidota magmática y circón ocurren como fases accesorias. Se reconoce un incremento gradacional de índice de color y tamaño de grano hacia GDZ. Enclaves máficos microdioríticos de 5 a 70 cm de diámetro son abundantes en la parte superior de esta zona.

Cuarzo-monzonitas componen QMDZ (56-65 wt. % SiO_2), cubriendo un área de $\sim 8 \text{ km}^2$, en la parte superior del Cerro El Roble. Hornblenda, biotita y magnetita se presentan como glomérulos

crystalinos, en tanto clinopiroxeno uralitizado se presenta como cristales independientes. Apatita, magnetita, titanita y circón son fases accesorias.

Leucogranodioritas de hornblenda y biotita componen MGZ, ubicándose en la parte más occidental, y cubriendo aproximadamente 30 km² (69-71 wt. % SiO₂). Una intrusión de un sill leucogranítico en de este cuerpo en GZ y GDZ es observada en terreno. La mineralogía modal incluye plagioclasa y cristales de hornblenda como glomérulos cristalinos, rodeados por intercrecimientos equigranulares de cuarzo anhedral, feldespato potásico, plagioclasa, biotita subhedral y magnetita. Magnetita, titanita, circón y allanita ocurren como fases accesorias.

2.2 Petrografía en detalle de rocas del Cerro El Roble

Los afloramientos del Cerro El Roble están constituidos principalmente de granodioritas, cuarzo-monzodioritas, tonalitas y cuarzo-dioritas, de biotita, anfíbola, piroxeno y escasos minerales opacos. Fue posible identificar variaciones en la proporción modal de los minerales constituyentes, a lo largo de un perfil vertical, partiendo desde la base del Cerro El Roble, subiendo por el flanco sur de Cerro El Duraznillo, siguiendo por Cerro Punta Imán, hasta la cumbre del Cerro El Roble (ver Figura 2.5 y Figura 2.6); diferenciando dos miembros: Zona Granodiorítica (GZ) y Zona Cuarzo-monzodiorítica (QMDZ).

2.2.1 Zona Granodiorítica (GZ)

Esta zona está comprendida entre las cotas 1250 m y 1650 m. Consiste mayoritariamente en granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno. Faneríticas, de grano fino-medio, hipidiomórficas, ligeramente anisótropas e isotropas (observable en plagioclasas) y levemente heterométricas. La proporción modal de plagioclasas está entre 40% y 60%. Estas poseen macla de Carlsbad y polisintética fina, se encuentran levemente sericitizadas, y presentan escasas zonaciones concéntricas, englobando mantos de chadacristales de minerales opacos y escasa epidota; presentan, en ciertos casos, intercrecimiento gráfico con cuarzo (Figura 2.7). Cristales de mayor tamaño engloban piroxenos levemente uralitizados. Feldespato potásico (escasamente perítico) y cuarzo conforman mosaicos de granos, anhedrales, rellenando intersticios cristalinos; en algunos casos generan simplectitas y suturas consertales aserradas en su interfaz. Biotita y anfíbola, en proporción 2:3 respectivamente, son encontradas ubicuamente, en algunos casos se encuentran parcialmente cloritizadas; constituyen minerales subhedrales, generalmente englobando microcristales de magnetita, y formando glomérulos poliminerálicos con actinolita y magnetita. Piroxeno es encontrado en menor cantidad, sin superar el 2%; generalmente uralitizados (Figura 2.8), y con escasas inclusiones de minerales opacos. Cercano a la cota 1400 m se observan pequeñas vetillas (de ~0.3 mm de ancho) con actinolita euhedral, acicular radial, y titanita subhedral (Figura 2.9). Escaso circón y apatito euhedral, prismático y acicular, se encuentran como minerales accesorios.

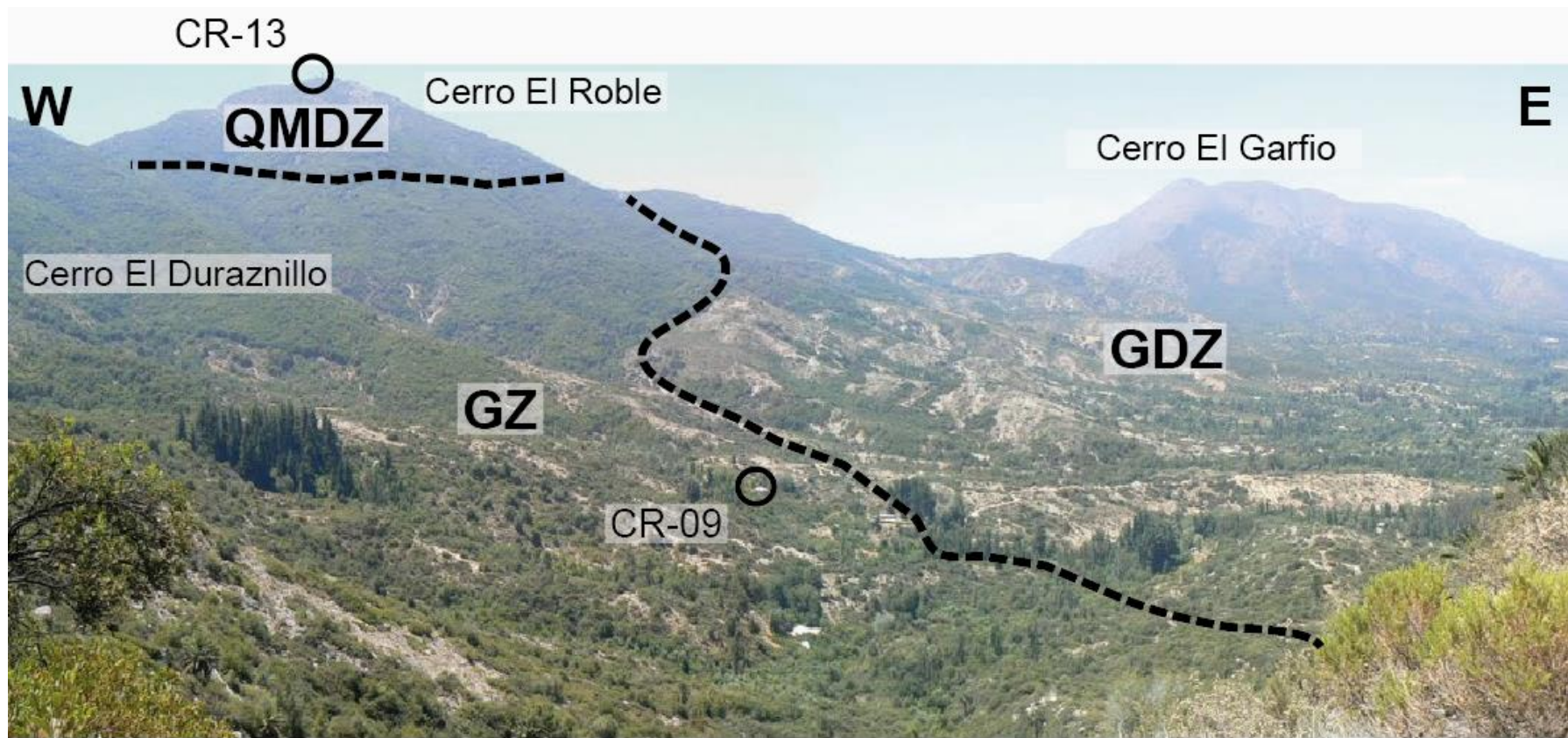


Figura 2.5: Vista panorámica hacia el norte, comprendiendo GZ, QMDZ y GDZ. CR-09 y CR-13 lugares de extracción de muestras para separación de circones.

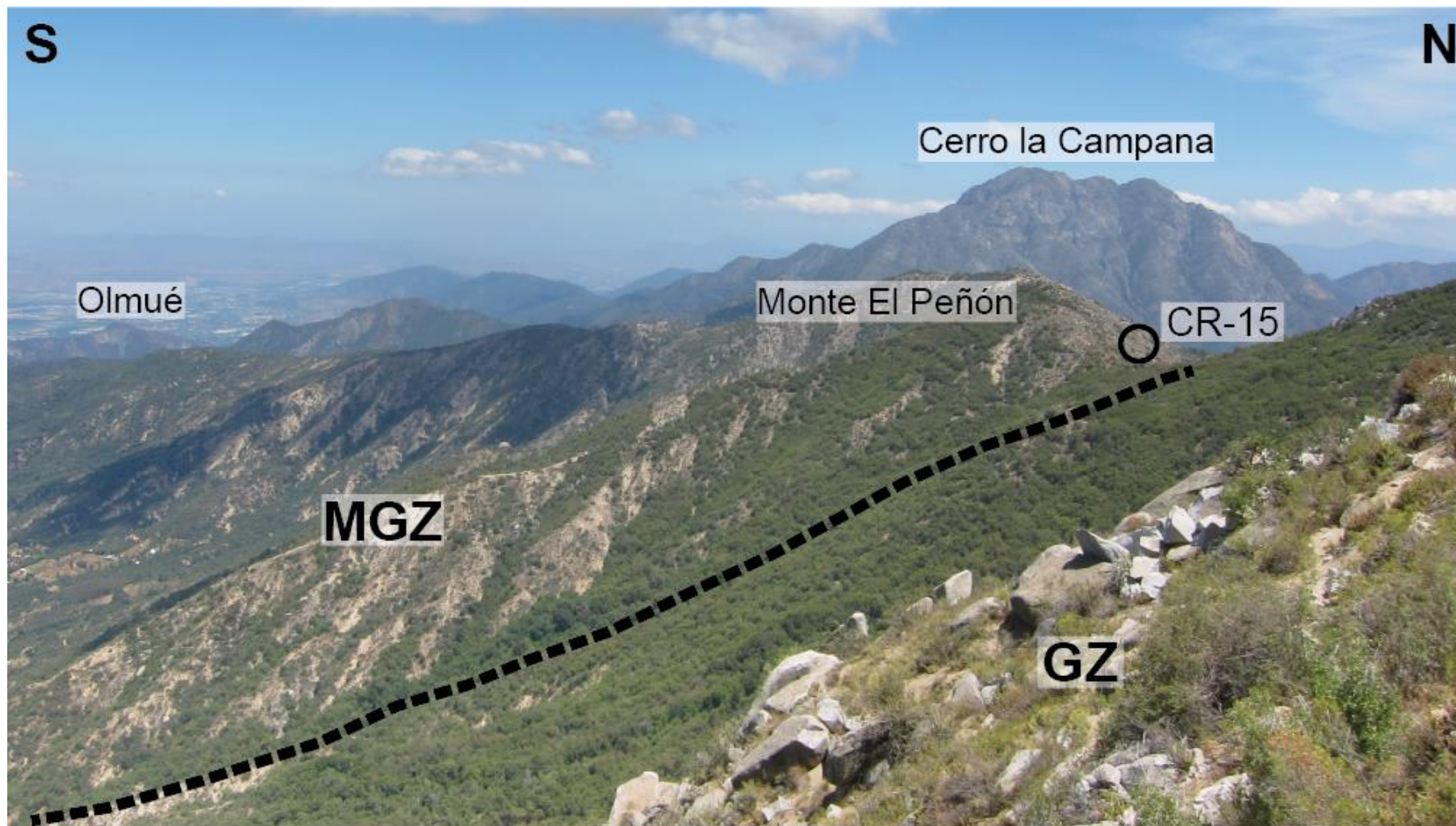


Figura 2.6: Vista panorámica hacia el oeste desde Cerro Punta Imán, comprendiendo MGZ y GZ. CR-15 lugar de extracción de muestra para separación de circones. Al fondo el gabro de la Campana.

La abundancia de enclaves máficos es de *ca.* $\sim 4\text{-}13/\text{m}^2$ (Figura 2.10), estos no superan los 70 cm de longitud en su eje mayor, siendo subredondeados y subsféricos mayoritariamente. En ellos el tamaño de grano es fino (0.1-0.8 mm), siendo heterométricos; el índice de color rodea los 25 puntos; la proporción modal de plagioclasa alcanza $\sim 55\%$ volumétrico, y la abundancia de clinopiroxeno es de 4% en promedio. Algunos de ellos se encuentran parcialmente desmembrados, con infiltraciones de venillas rellenas con minerales que no difieren de la roca huésped (Figura 2.11).

Se destaca la presencia ubicua de diques aplíticos sacaroidales de ~ 10 a 30 cm de espesor, de bordes rectos y marcados (Figure 6.2).

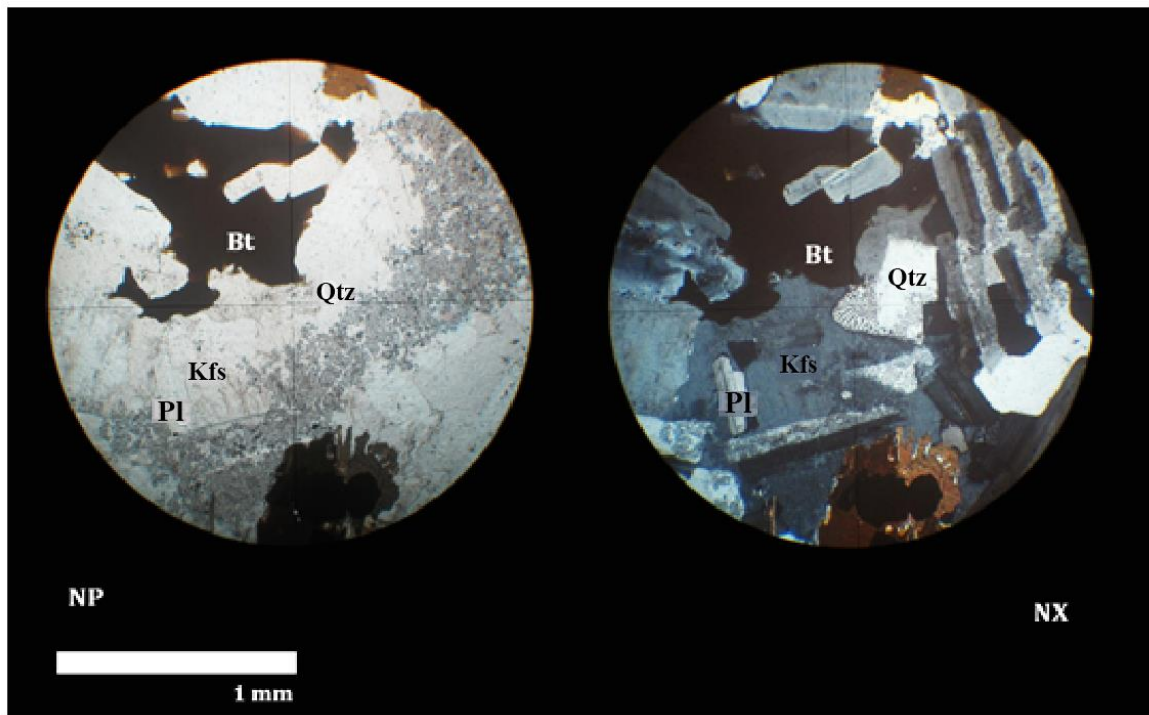


Figura 2.7: fotomicrografía de intercrecimiento gráfico entre cuarzo y feldespato potásico

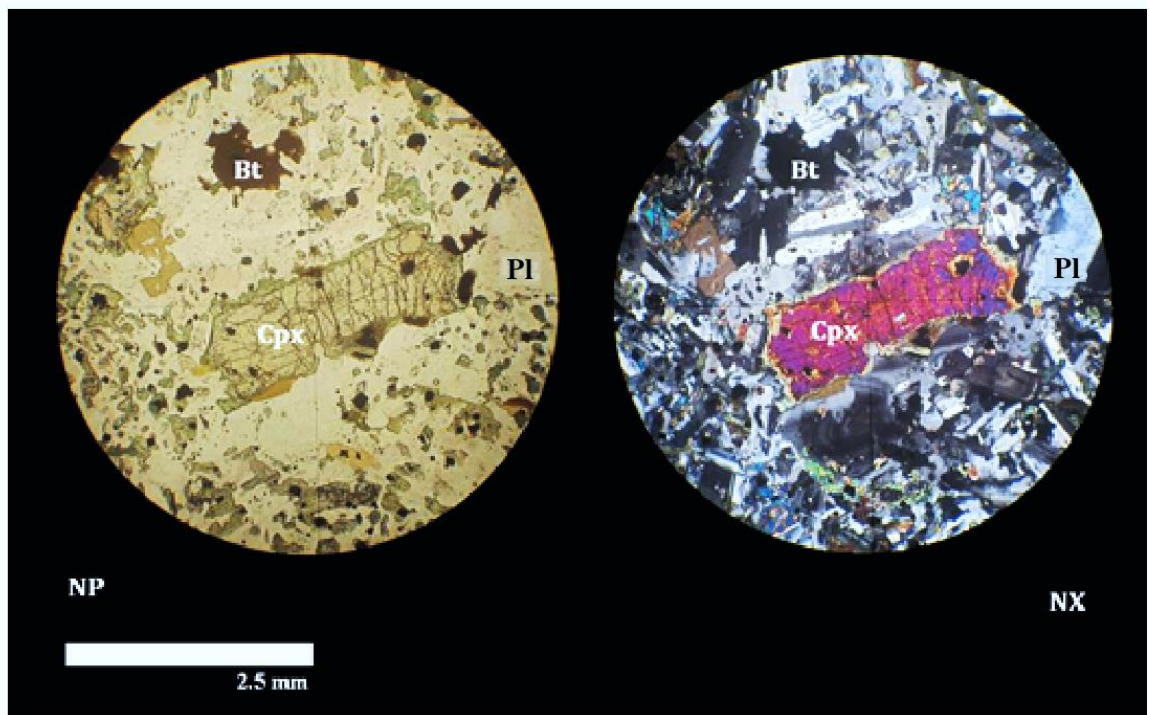


Figura 2.8: GZ, fotomicrografía de cristales de clinopiroxenos uralitizados, con escasas inclusiones de magnetita.

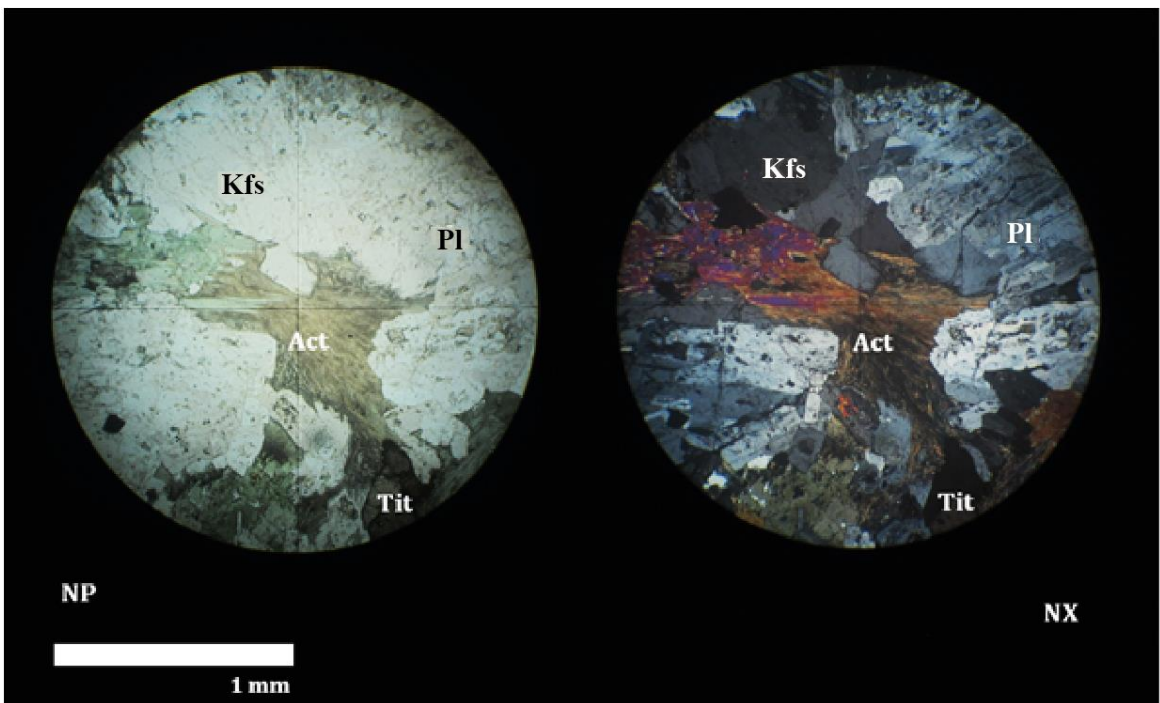


Figura 2.9: GZ, fotomicrografía de actinolita euhedral y titanita subhedral en vetillas.

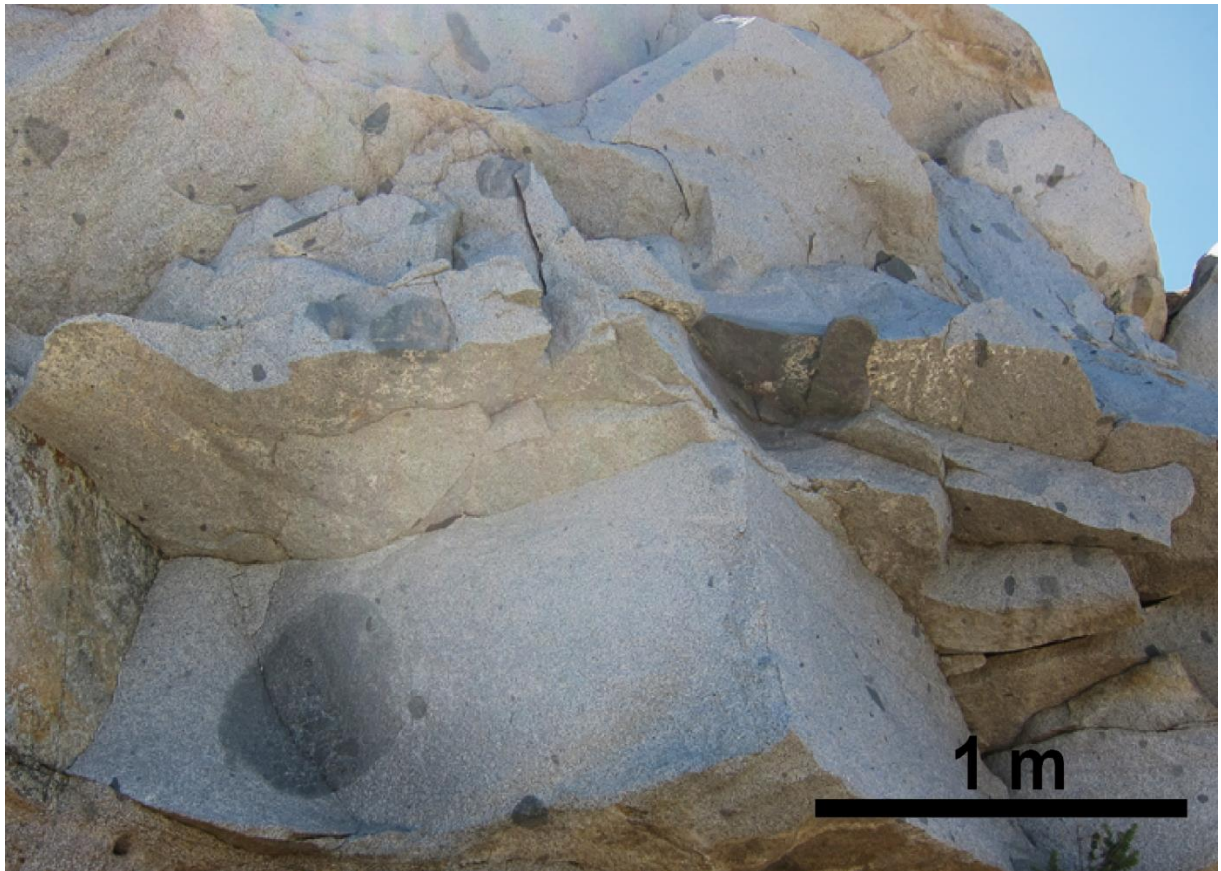


Figura 2.10: Enclaves máficos subesféricos en GZ, llegando a la cota 1600 m.

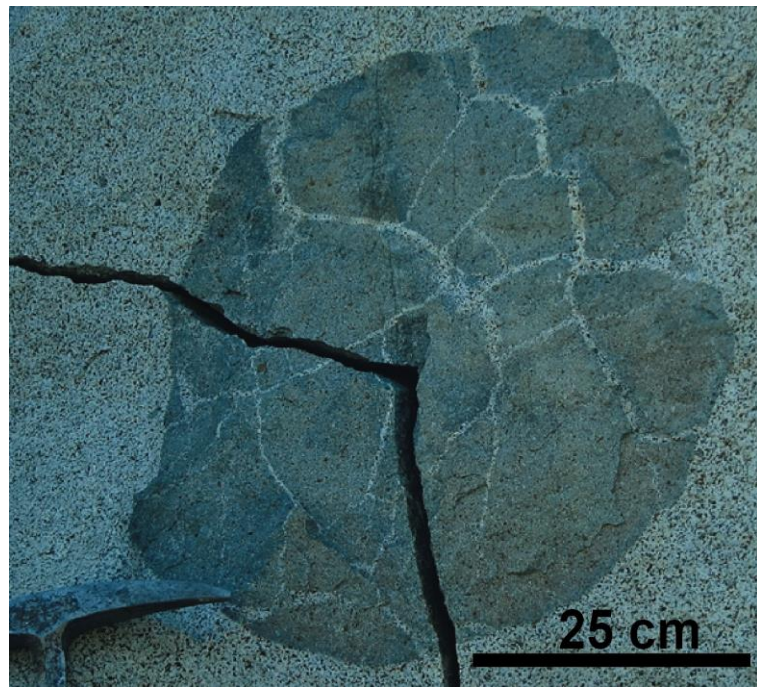


Figura 2.11: GZ, fotografía de enclave máfico disgregado, subredondeado y subesférico

2.2.2 Zona Cuarzo-Monzodiorítica (QMDZ)

Esta zona está comprendida entre las cotas 1700 y 2150 m. Principalmente cuarzo-monzodioritas, cuarzo-monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno. Faneríticas, de grano medio-grueso, hipidiomórficas, homométricas, y marcadamente anisótropas, volviéndose isótropas sobre la cota 1900 m. Plagioclasas con proporción modal entre 45% y 55%; subhedrales, con macla de Carlsbad y polisintética media-fina, altamente sericitizadas en algunos casos; algunas poseen zonaciones en parches y concéntricas, englobando mantos de minerales opacos. Cuarzo y feldespatos potásicos (en algunos casos levemente perítico) forman un mosaico de granos, anhedrales, relleno de intersticios cristalinos. Biotita y anfíbolos se presentan, casi en igual proporción, formando glomérulos con magnetita e incluyéndola, generando halos de alteración a clorita a partir de ellas (Figura 2.14). Piroxenos uralitizados, y con inclusiones de magnetita, alcanzan una proporción modal de 8% en este intervalo, la uralitización cesa llegando a la cota 1950 m. Apatito euhedral y epidota anhedral (asociado a biotita secundaria, Figura 2.15) accesorios.

A escala mesoscópica se observa, en ciertos lugares, entramados de vetillas con actinolita, magnetita y titanita (Figura 2.16 y Figura 2.17).

Los enclaves máficos tienen tamaños que alcanzan los 50 cm en su eje mayor, siendo subredondeados a subesféricos, con una abundancia de $\sim 5/\text{m}^2$ que disminuye hasta llegar a $0.25/\text{m}^2$ hacia los 1900 m s.n.m, y aumentando considerablemente hacia la cumbre del Cerro El Roble (Figura 2.12 y Figura 2.13). Su mineralogía no difiere de los enclaves en GZ. Destaca su textura heterométrica, habiendo fenocristales de plagioclasa con estructuralidad media e integridad media-mala (Figura 2.18).

Llegando a la cota ~ 2000 m se observa la presencia de escasos diques aplíticos leucocráticos de ~ 40 cm de espesor, de bordes rectos y marcados (Figura 6.3d). Su mineralogía es mayoritariamente cuarzo subhedral a euhedral, junto con feldespatos potásicos de menor tamaño y más abundante hacia los bordes del dique.

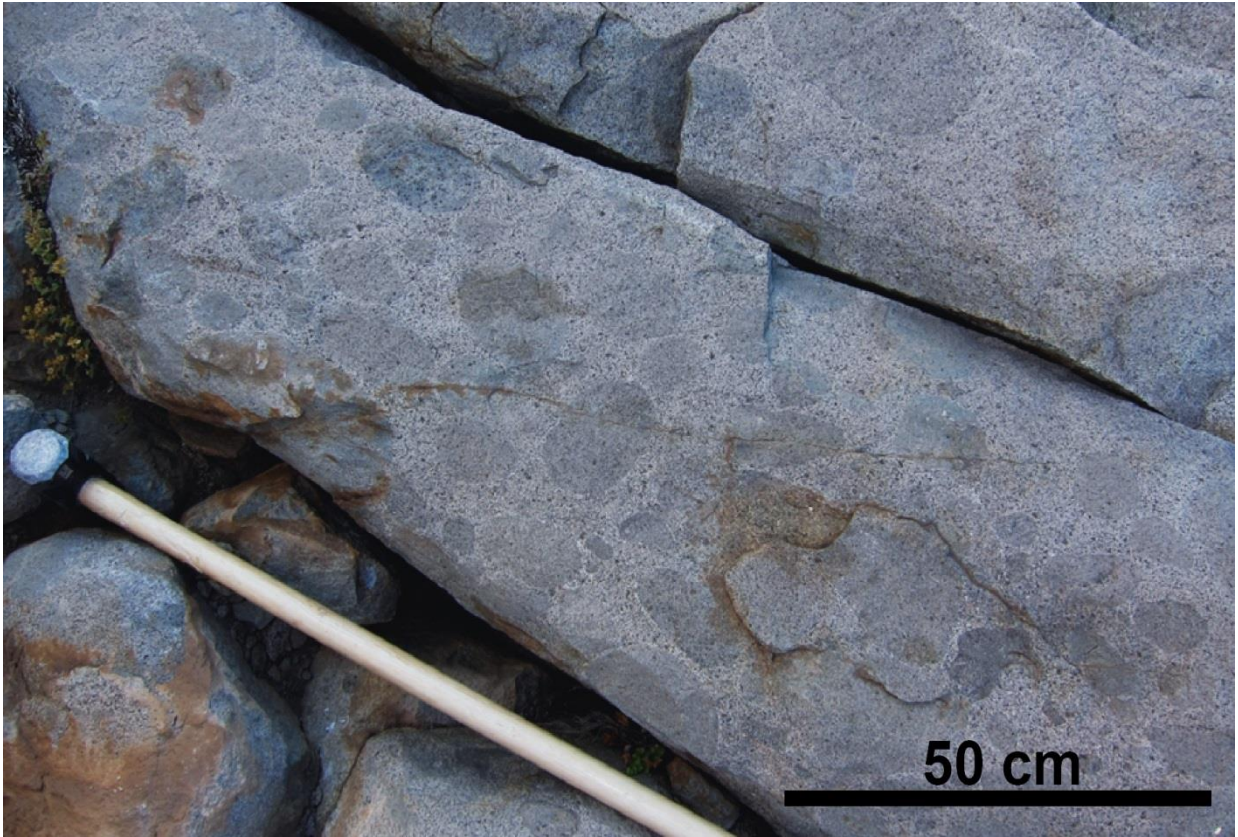


Figura 2.12: Abundantes enclaves máficos subredondeados y subsféricos, hospedados en cuarzo-monzodioritas en la cumbre del Cerro El Roble.

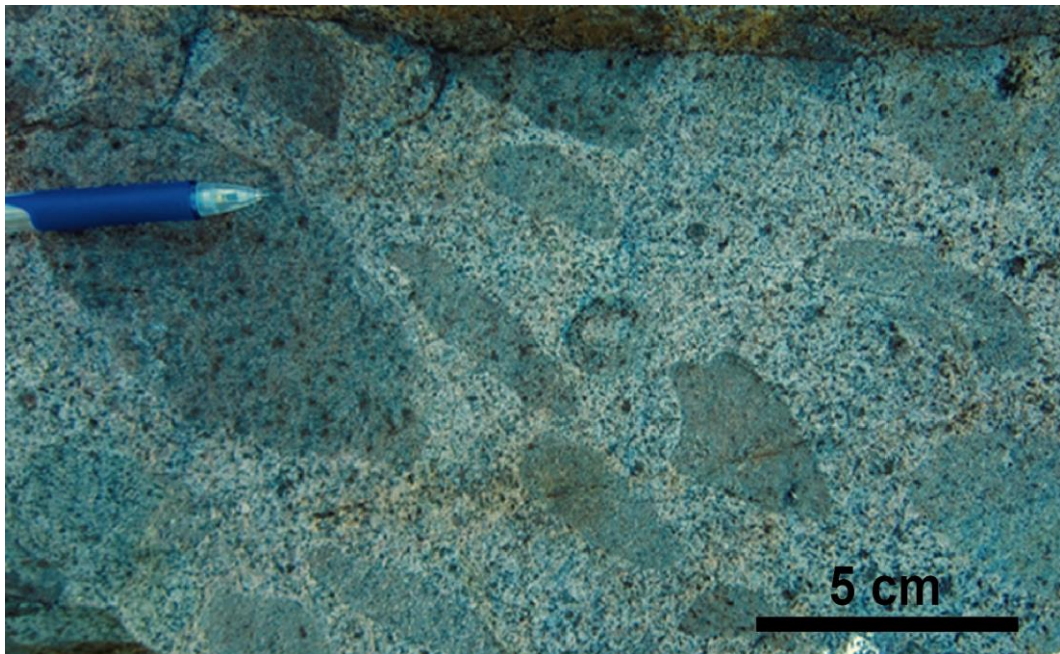


Figura 2.13: Abundantes enclaves máficos elongados encontrados en cuarzo-monzodioritas en la cumbre del Cerro El Roble.

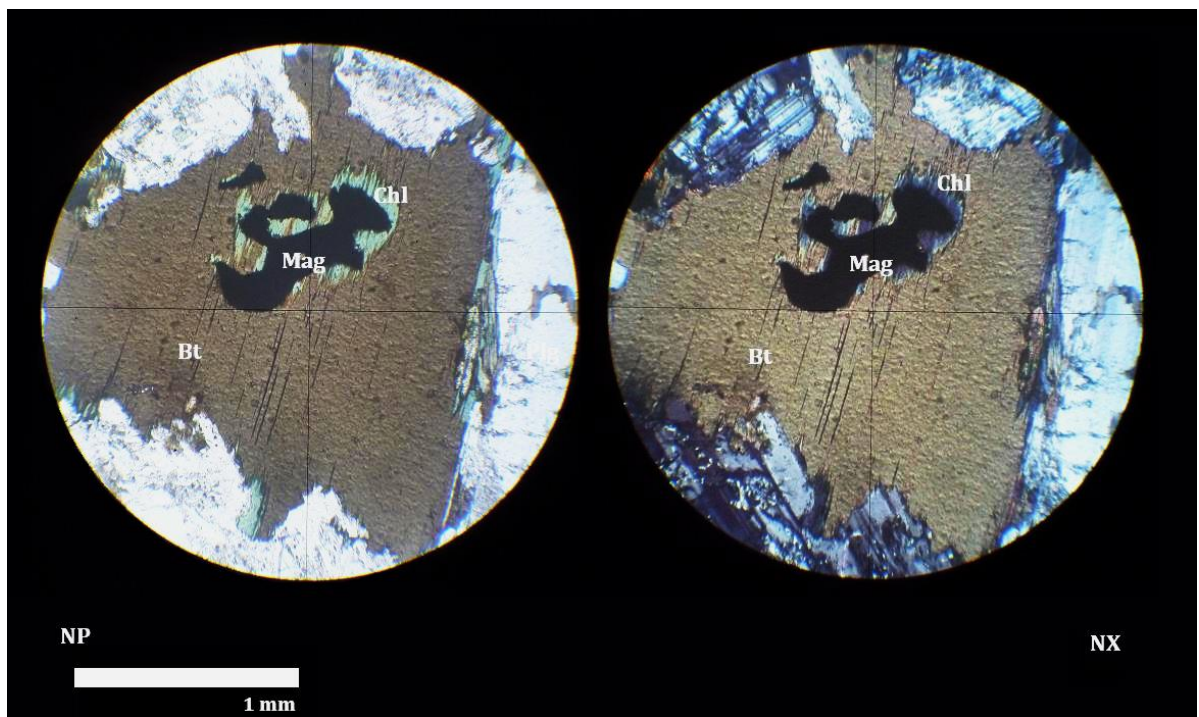


Figura 2.14: QMDZ, fotomicrografía de halos de clorita en biotita, a partir de inclusiones de magnetita.

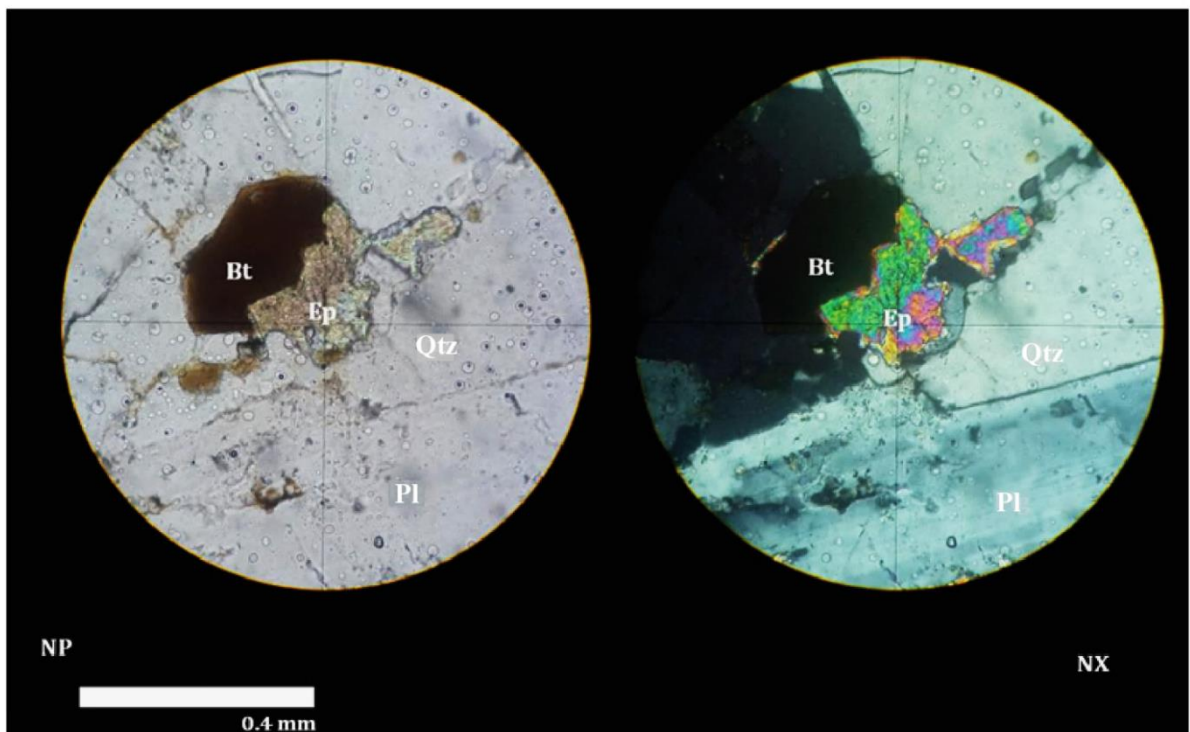


Figura 2.15: QMDZ, fotomicrografía de epidota anhedral entrecrecida con biotita.

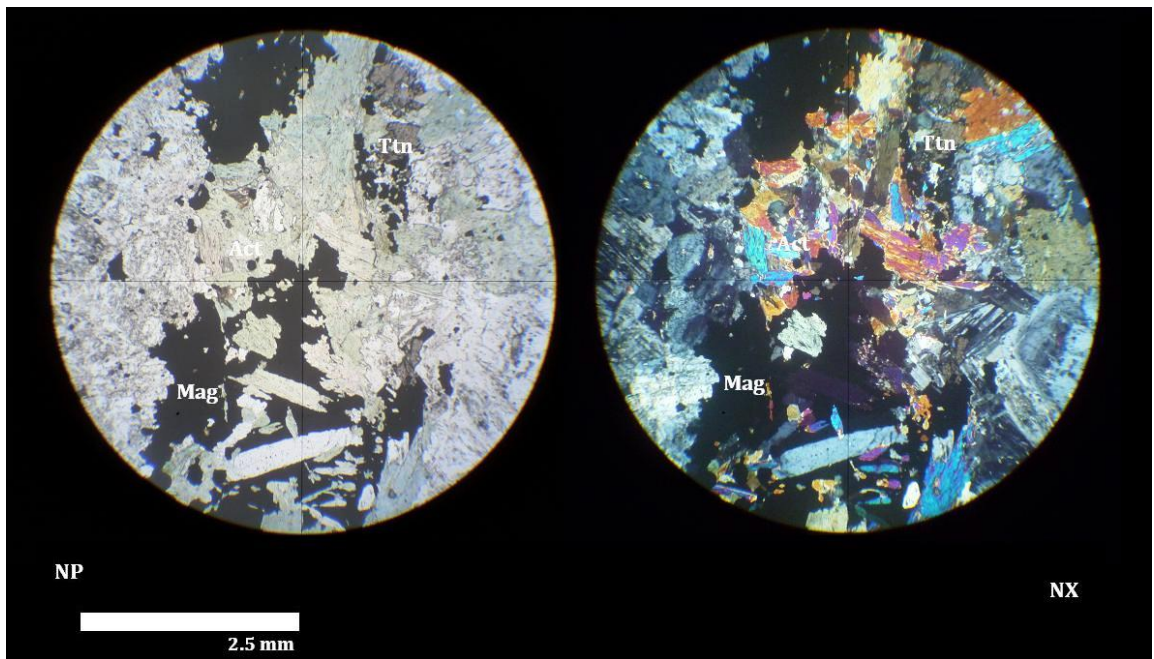


Figura 2.16: QMDZ, fotomicrografía de vetilla de actinolita, magnetita y titanita, de aproximadamente 3 mm de ancho.



Figura 2.17: Fotografía a escala mesoscópica de vetillas de actinolita+titanita+magnetita.

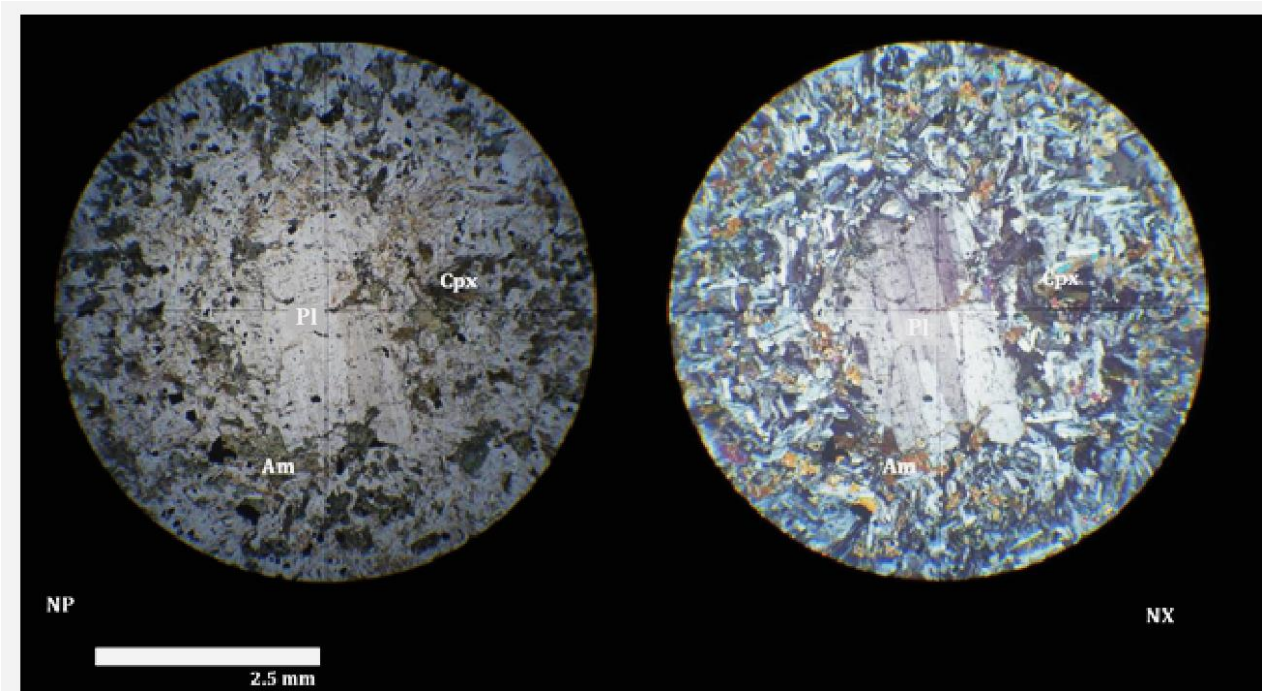


Figura 2.18: QMDZ, fotomicrografía de fenocristal de plagioclasa, en enclave máfico heterométrico.

Según lo anterior se clasificó petrográficamente las rocas del Plutón Caleu (Figura 2.19), y redefinieron sus zonas litológicas (Figura 2.20).

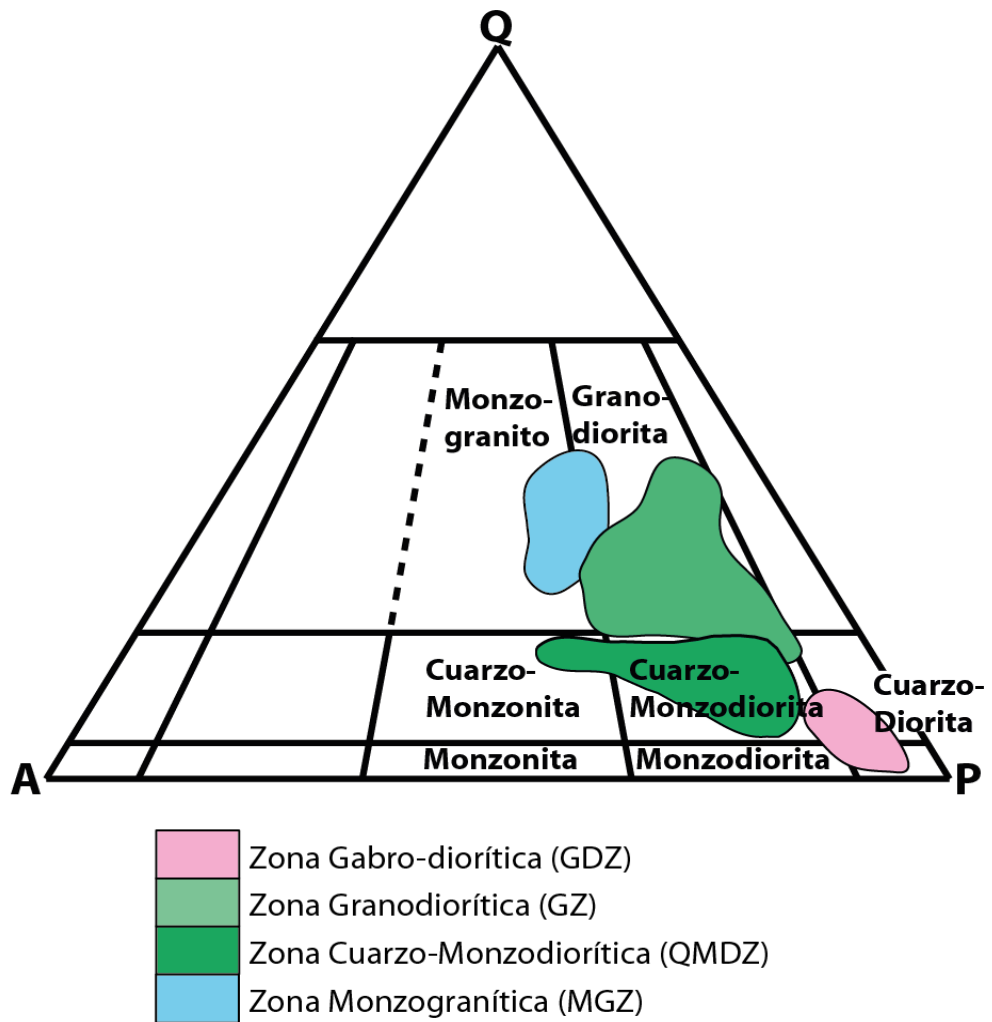
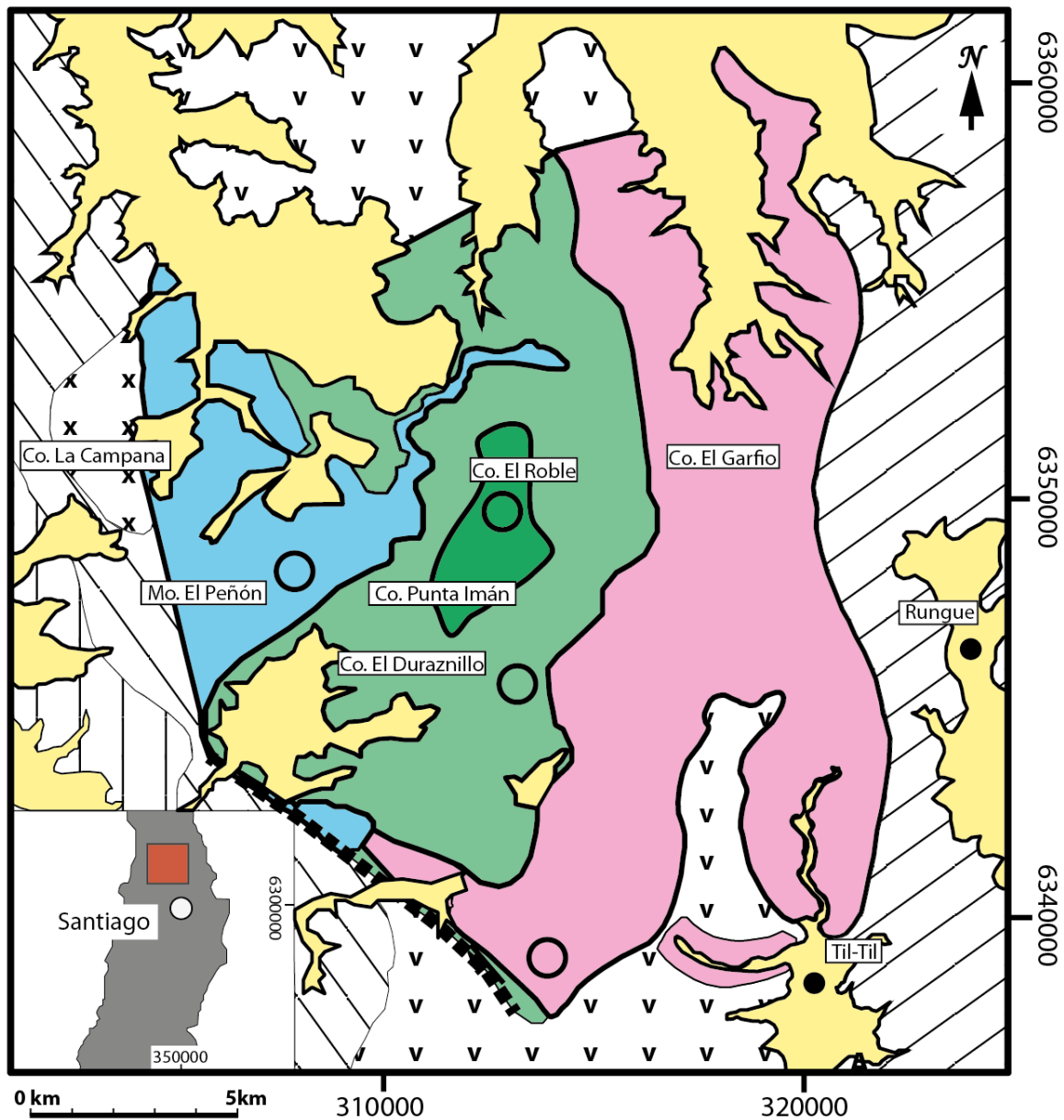
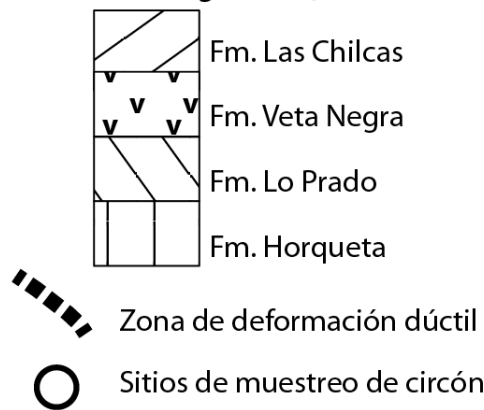


Figura 2.19: Clasificación modal de las rocas del Plutón Caleu, según Streckeisen (1976). GDZ: Zona Gabro-diorítica; GZ: Zona Granodiorítica; QMDZ: Zona Cuarzo-monzodiorítica; MGZ: Zona Monzogranítica.



Unidades Estratigráficas (Cretácico Temprano)



Gabro de La Campana

Depósitos cuaternarios

Plutón Caleu

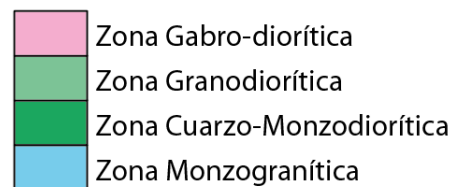


Figura 2.20: Mapa geológico del pluton Caleu, incorporando una nueva zona litológica (QMDZ), y redefiniendo la Zona Tonalítica (ahora granodioritas y cuarzo-monzodioritas).

2.2 Variaciones en la proporción modal mineralógica

Se realizó conteo modal en 15 muestras de un total de 30, abarcando casi continuamente el perfil petrográfico analizado en la sección anterior (ver **Anexos**). Según consideraciones granulométricas (Neilson and Brockman, 1977) se estimó un óptimo de 500 puntos por lámina delgada, con un *paso* de ~2 mm, dando un total de 7500 puntos a lo largo del perfil.

Se determinó, también, el contenido de anortita en plagioclasas, utilizando el método de Michel-Lévy para maclas polisintéticas finas. Las muestras analizadas tuvieron contenidos de anortita entre 42% y 45%, siendo andesinas en su totalidad.

Se agruparon las observaciones proporciones modales junto con las obtenidas mediante conteo modal y se obtuvieron las siguientes variaciones en la vertical:

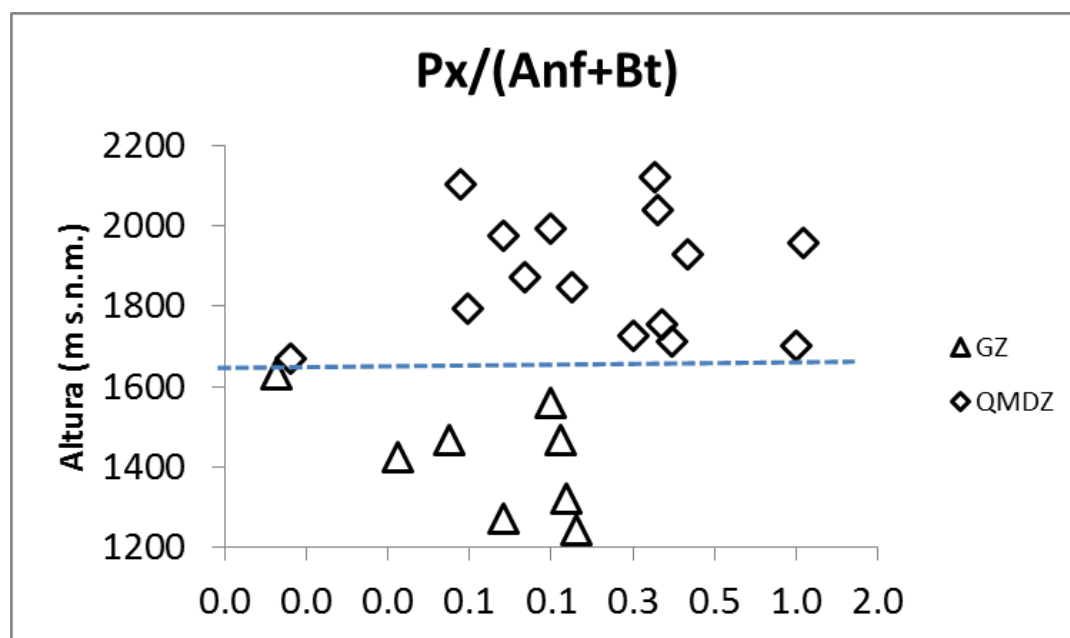


Figura 2.21: Px/(Anf+Bt) versus altura.

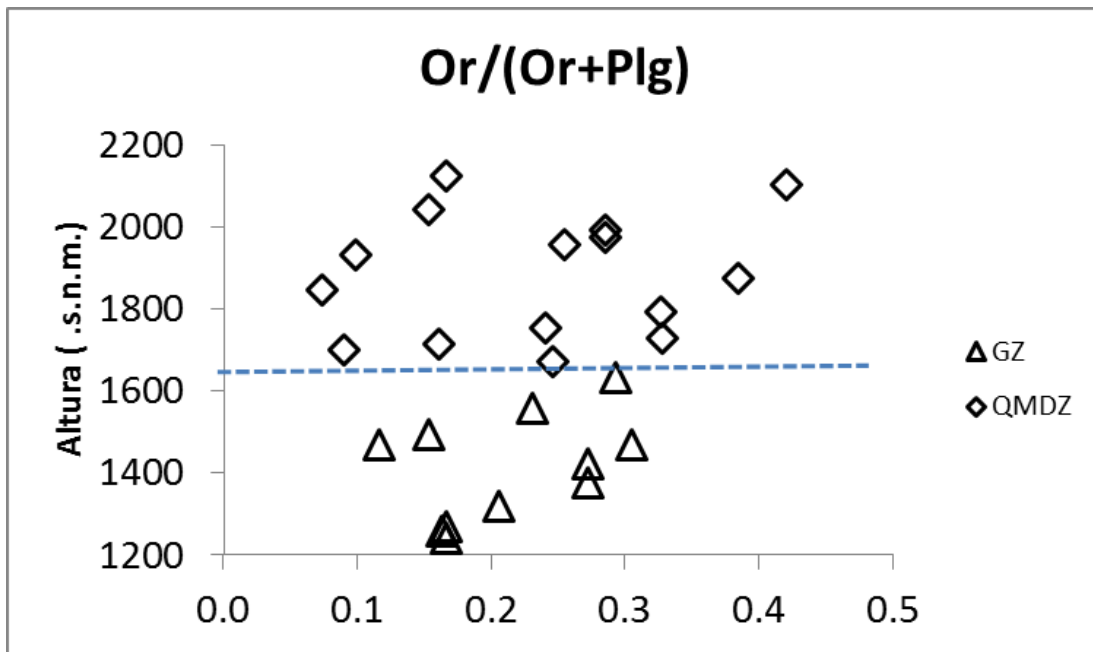


Figura 2.22: Or/(Or+Plg) versus altura.

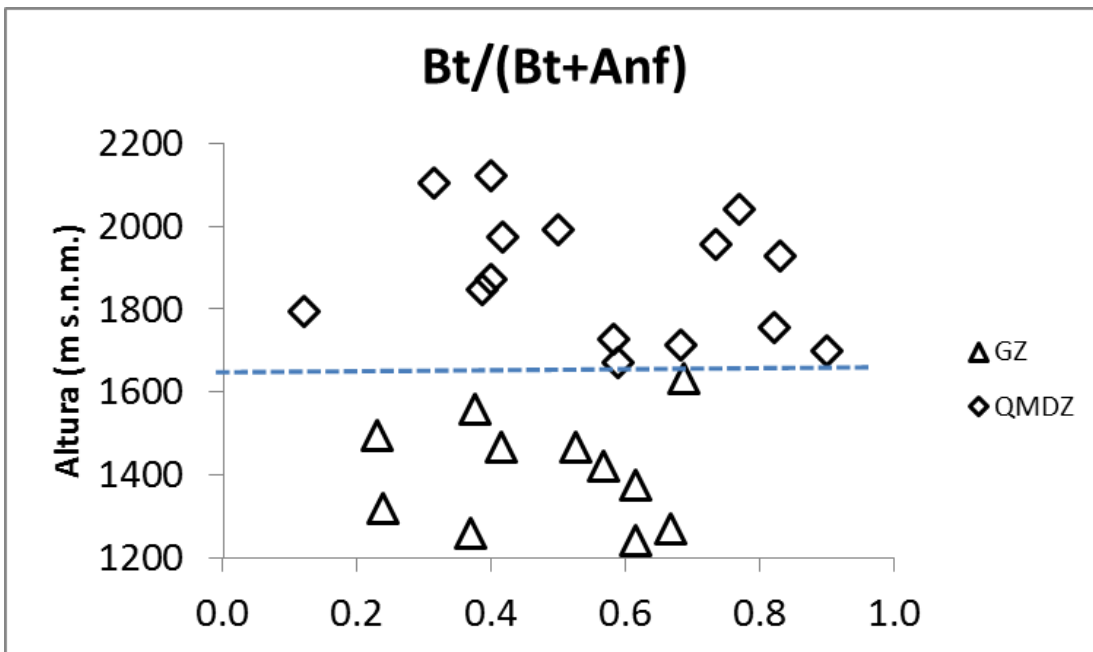


Figura 2.23: Bt/(Bt+Anf) versus altura.

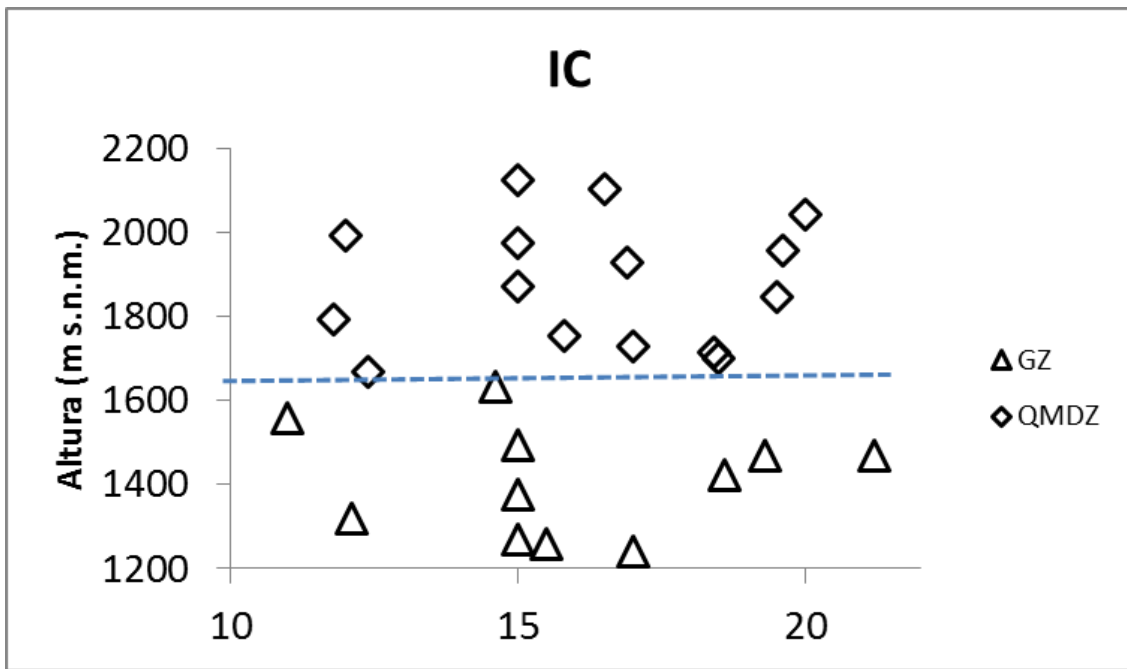


Figura 2.24: Índice de color versus altura.

2.3 Caracterización geoquímica de rocas del Cerro el Roble

Un total de 30 muestras fueron recolectadas de un perfil vertical del Cerro El Roble, con un espaciamiento de ~40-70 m en la vertical. Abarcando la GZ y QMDZ según la distinción litológica evidenciada en la sección anterior. Los resultados de variaciones en elementos mayores se grafican en la Figura 2.25. Óxidos en porcentaje en peso (wt. %) y valores de hierro total calculados como $FeO(t)=0.8998*Fe_2O_3+FeO$.

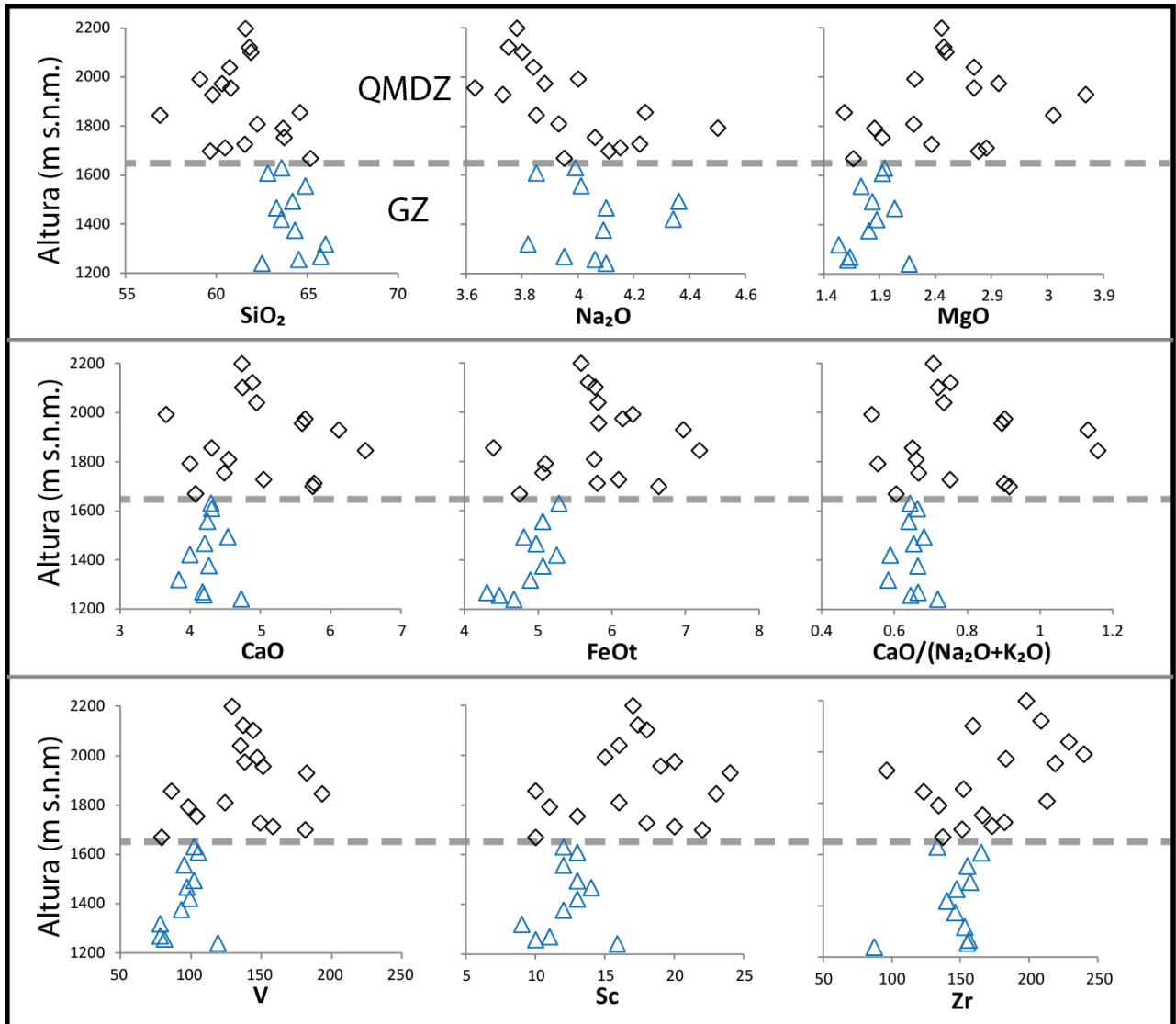


Figura 2.25: Variaciones en la geoquímica de roca total en un perfil vertical del Cerro el Roble. Línea discontinua a ~1650 metros de altura marca el límite entre GZ y QMDZ. Elementos mayores en porcentaje en peso, trazas en ppm.

En general, se ve una disminución de las concentraciones de SiO_2 y Na_2O con la altura, es decir, pasando de GZ a QMDZ, junto con un aumento en MgO , CaO , FeO(t) , razón $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, V , Sc y Zr . A su vez, las concentraciones elementales muestran mayores dispersiones en QMDZ con respecto a las observadas en GZ (Figura 2.25)

En tanto, patrones de tierras raras (REE) de la mayoría todas las muestras no presentan importantes diferencias, evidenciando un enriquecimiento de LREE con respecto a HREE, junto con una evidente anomalía de europio (Eu). Este carácter geoquímico (patrones de REE sub-paralelos) sugiere un origen genético común para las rocas analizadas (Figura 2.26).

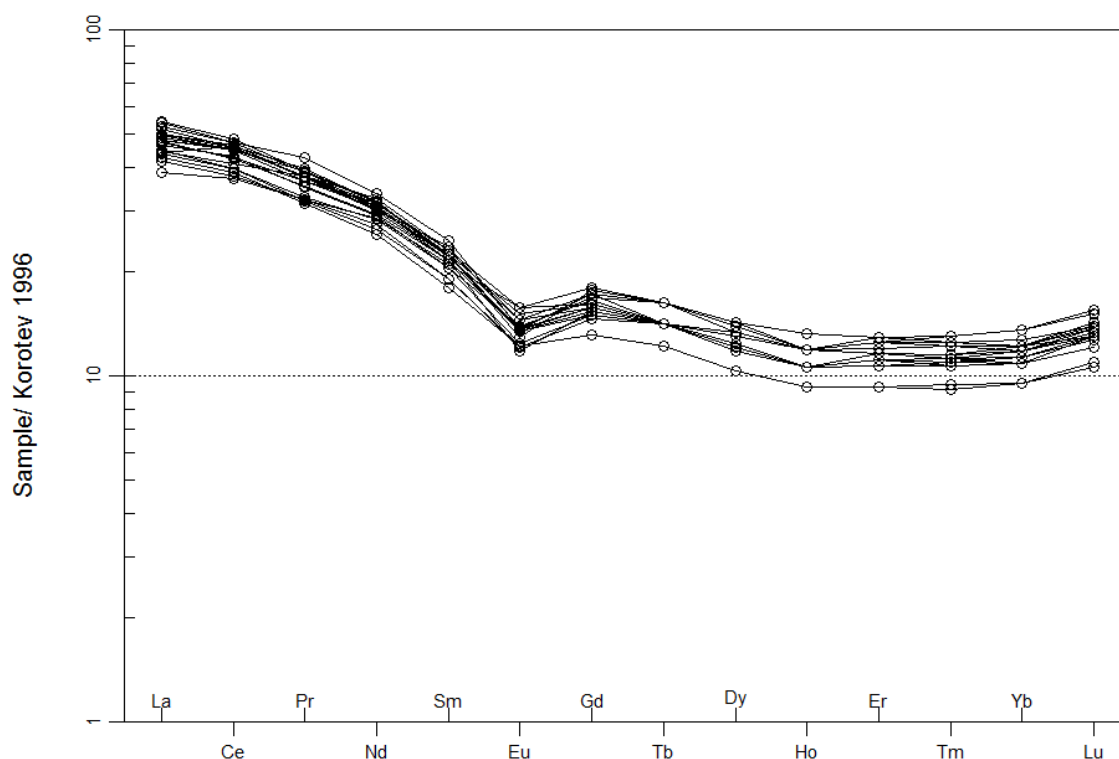


Figura 2.26: Patrones de tierras raras normalizados al condrito (Korotev, 1996).

Por otro lado, se observa una leve tendencia a un aumento de LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu) y decremento de HREE (Gd, Dy, Er, Tm, Yb y Lu) conforme aumenta el SiO_2 wt %. (Figura 2.27 y Figura 2.28, respectivamente). No existe una diferencia sustancial entre las concentraciones de REE de cada una de las zonas litológicas.

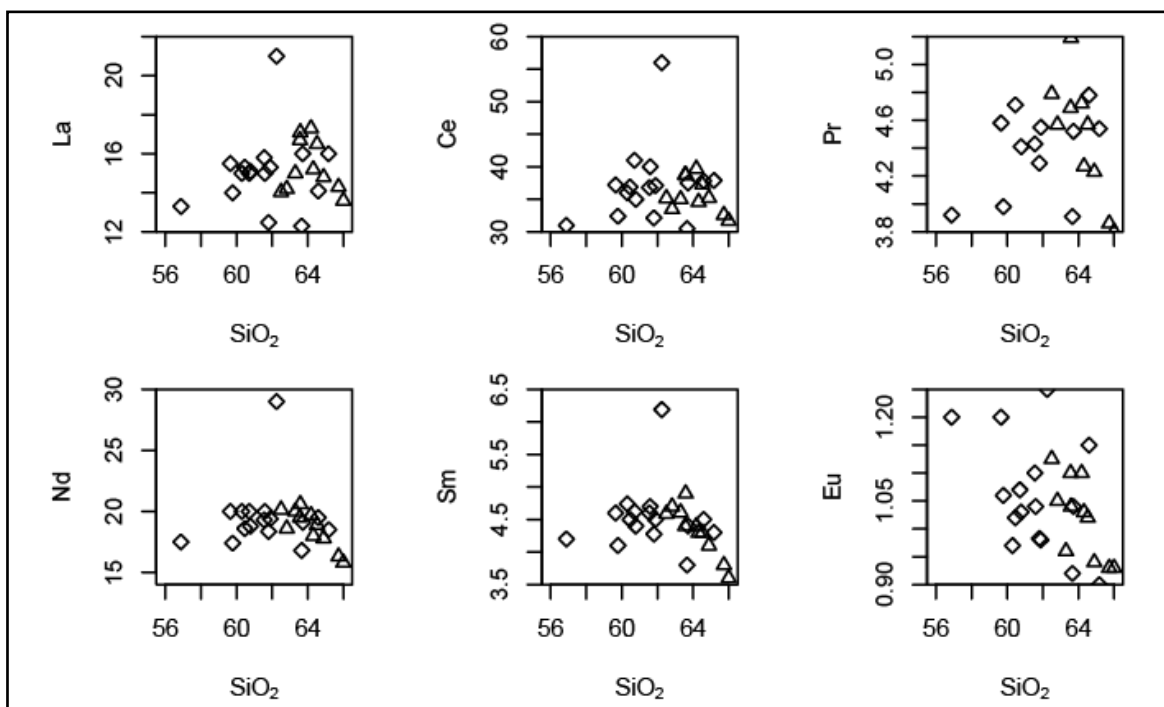


Figura 2.27: LREE (ppm) versus SiO₂ wt%. Triángulos y diamantes rocas de GZ y QMDZ respectivamente.

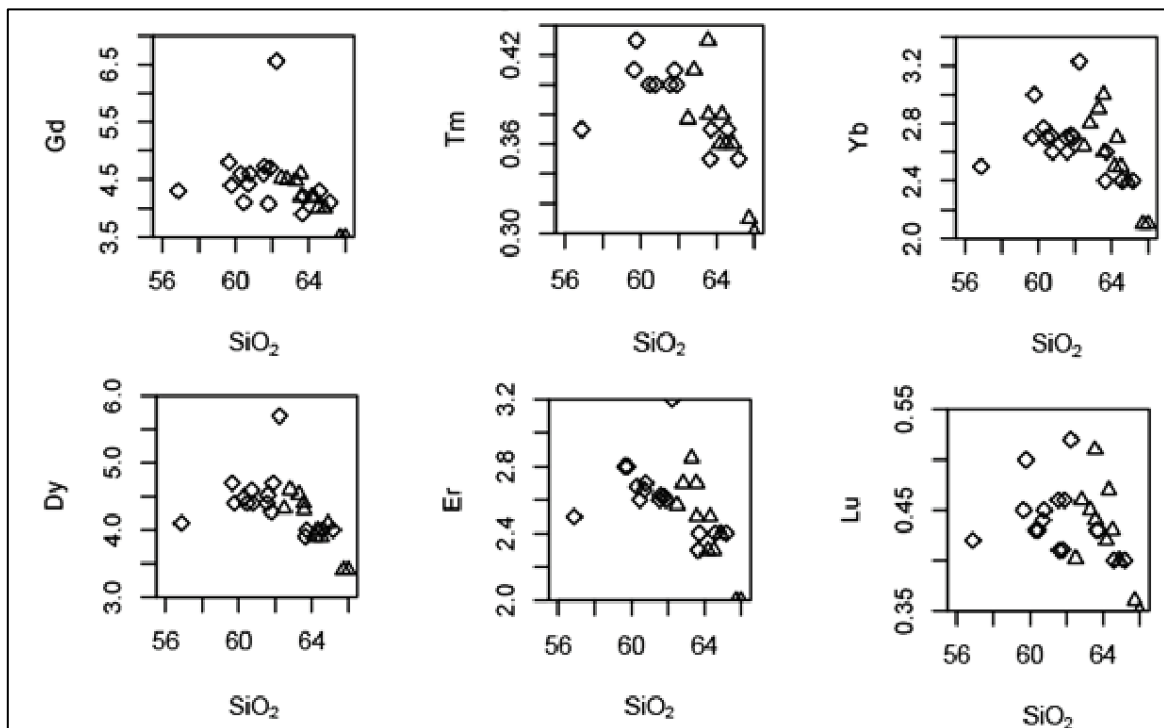


Figura 2.28: HREE (ppm) versus SiO₂ wt%. Triángulos y diamantes rocas de GZ y QMDZ respectivamente.

2.4 Resumen y discusión

La zonación litológica y textural vertical en el Co. El Roble, según consideraciones mineralógicas, texturales y modales, es clara evidencia de una disminución en la cantidad de cuarzo (en comparación con la proporción modal de la mineralogía félsica; Figura 2.19) con el aumento de altura. Las variaciones modales de las demás fases minerales, en particular la mineralogía máfica, establecen cambios crípticos y poco correlacionables, sin establecer patrones de variación claros conforme aumenta la altura.

No fue posible evidenciar variaciones en el índice de color de según la altura, el patrón expuesto (Figura 2.24), no presenta gradientes con interpolaciones claras. Lo anterior se condice con lo propuesto por Larrondo (tesis de magíster, 2002), quién identificó variaciones en el índice de color entre 15 y 25 puntos, siendo la zona del plutón Caleu con menor variabilidad en este aspecto.

Texturas glomeroporfíricas son ubicuas a lo largo del perfil, y probablemente son evidencia de mecanismos de cristalización constantes a medida que se desarrolló el cuerpo intrusivo. Estas pueden estar asociadas a cristalización en etapas tardías, como también al desarrollo de asociaciones poliminerálicas en el progreso de la cristalización extensiva (mediante nucleación heterogénea).

Zonaciones concéntricas y en parches en plagioclasas pueden ser asociadas a sobrecrecimientos a partir de núcleos formados en etapas tempranas del plutonismo. La aparición de mantos de microcristales de minerales opacos en estas zonaciones ratifica lo anterior, ya que estos se encuentran también como cristales ubicuos en intersticios cristalinos, junto con mosaicos de cuarzo y feldespato potásico anhedral (mineralogía tardía).

Sin embargo, se identificó un punto de inflexión en los patrones (*ca.* 1650 m s.n.m.), hacia el techo de GZ (línea azul discontinua en gráficos de variaciones modales), en donde los patrones de la proporción modal de biotita, piroxeno y anfíbolos (ver Figura 2.23) muestran importantes quiebres, coincidente con un aumento en la intensidad de la anisotropía a esta altura (expuesto en observaciones petrográficas en el ítem 2.2.2 Zona Cuarzo-Monzodiorítica (QMDZ)), evidenciado en la orientación de plagioclasas. Este punto de inflexión se correlaciona con el propuesto por Parada *et al.* (2002), en donde se reconoce un quiebre en los patrones geoquímicos en roca total (en elementos mayores y trazas) según la elevación.

Según lo descrito, las variaciones en concentraciones de elementos mayores con la altura puede ser producto de fraccionamiento de minerales ferromagnesianos de generación temprana (MgO, CaO, FeO(t) y Sc; olivino y/o piroxenos), plagioclasa (CaO/(Na₂O+K₂O)), magnetita (V) y anfíbolos (Zr). Este carácter (más básico en la parte superior del Cerro El Roble) es consistente con la caracterización petrográfica expuesta en el ítem 2.2 Petrografía.

Por otro lado, no se observan variaciones en las REE¹ conforme aumenta la altura (Figura 2.29), pero su leve patrón en forma de “cuchara” (*spoon-shaped pattern* en inglés), sugiere que la cristalización fraccionada de anfíbolos puede estar influyendo en los patrones expuestos; un aumento de las razones La/Sm, sin aumento de Sm/Yb, con la diferenciación corrobora esta hipótesis (ej. Parada et al., 1999; Figura 2.30).

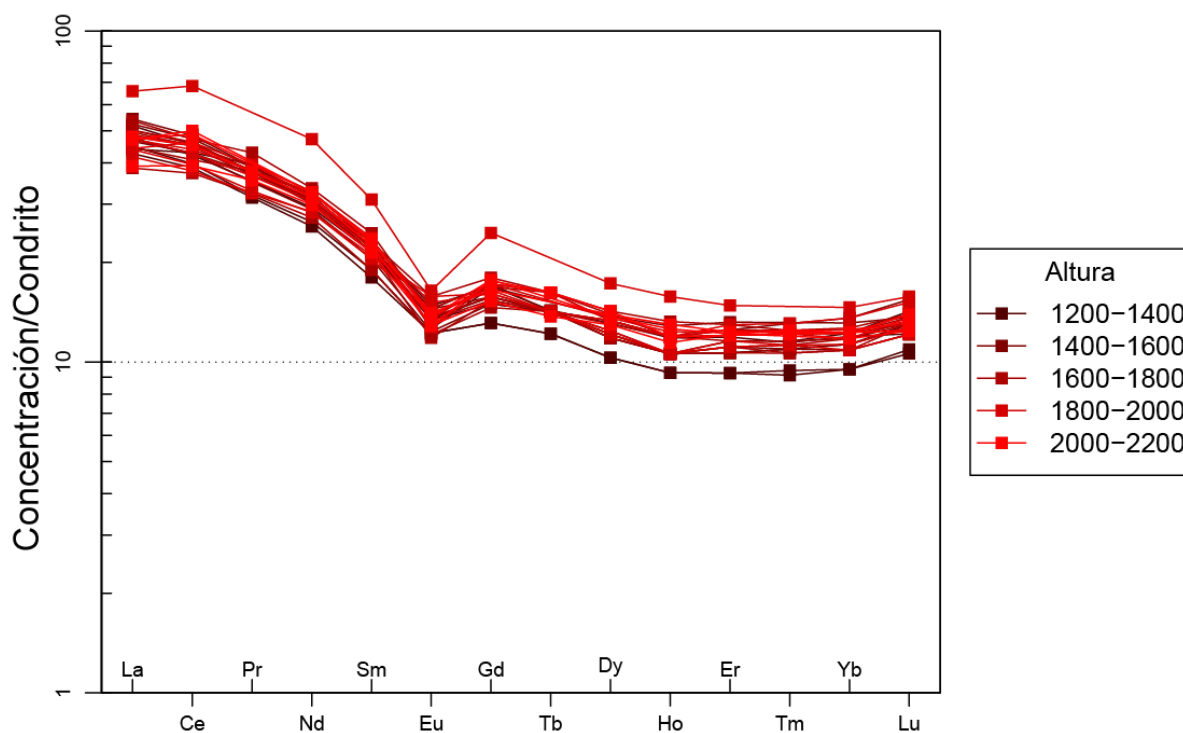


Figura 2.29: Diagrama de REE versus altura. Se destaca el patrón spoon-shaped producto de presunta anfíbola residual.

¹ Agregada la geoquímica de roca total de Parada et al. (2002) para tener mayor densidad de datos.

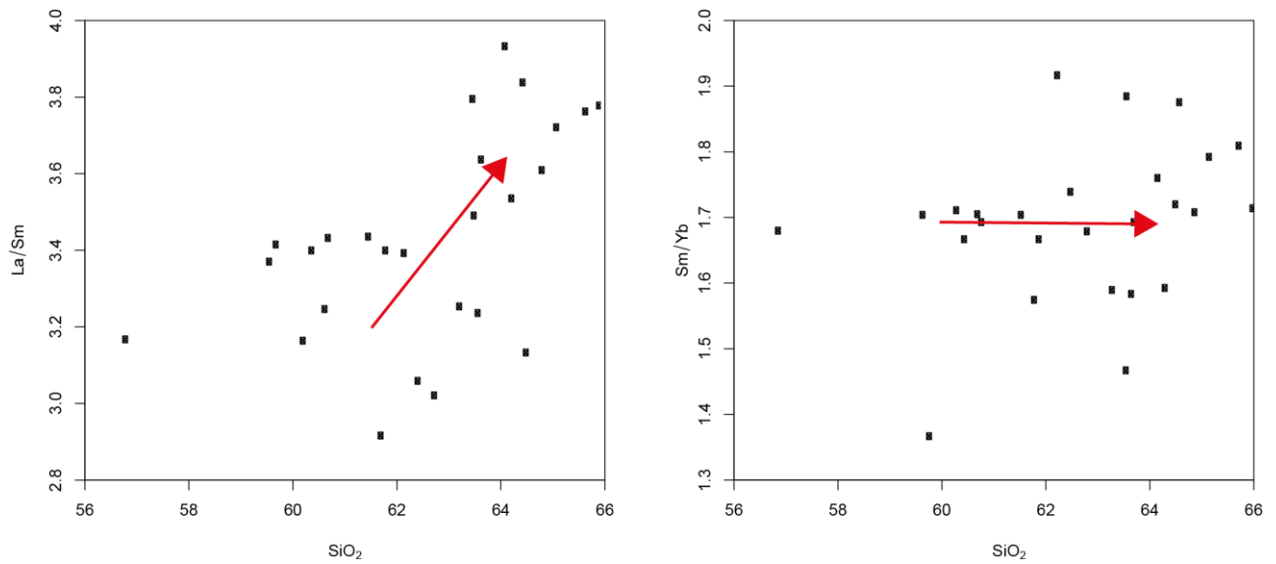


Figura 2.30: La/Sm versus SiO₂ wt% y Sm/Yb versus SiO₂ wt%. Flechas rojas representan interpolación de datos, en el sentido de la diferenciación.

Finalmente, un leve aumento de la anomalía de europio (calculada como $Eu/Eu^* = Eu/\sqrt{Sm \cdot Gd}$) con la diferenciación, es consistente con la presunta presencia de plagioclasa como fase residual (Figura 2.31).

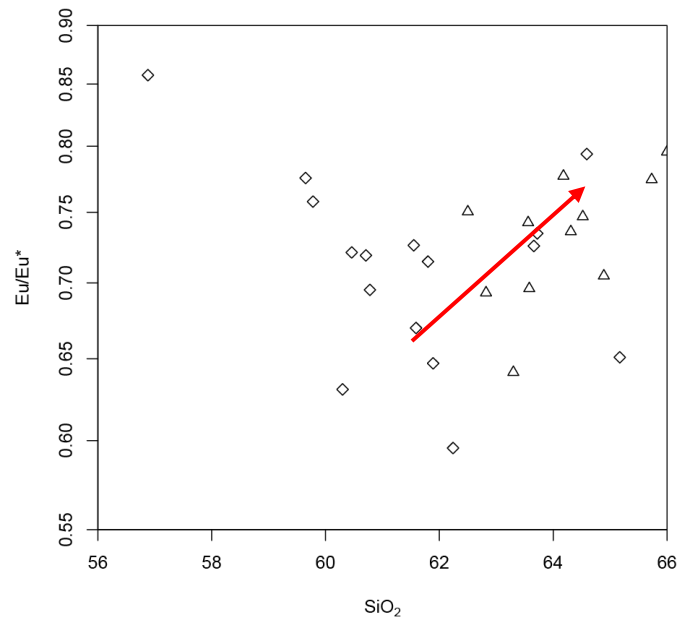


Figura 2.31: Anomalía de europio versus SiO₂ wt%. Triángulos y diamantes rocas de GZ y QMDZ respectivamente.

CAPÍTULO 3

MORFOLOGÍA, GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE CIRCONES DEL PLUTÓN CALEU

3.1 Morfologías y texturas

Los circones del plutón Caleu fueron observados en lámina delgada. Estos se caracterizan por encontrarse generalmente incluidos en biotita (Figura 3.1), hornblenda tardía (Figura 3.2), y en paragénesis con asociaciones intersticiales de Qtz-Kfs-Pl (Figura 3.3) incluyendo escasos minerales opacos.

Se utilizó la categorización morfológica de Pupin et al. (1980) para clasificar los circones de cada una de las zonas litológicas, observando sus imágenes de catodoluminiscencia (**Capítulo 6**):

- **GDZ** (tipos S7, S8 y S9): son los más grandes encontrados (hasta 500 μm), con razones de aspecto bajas (Figura 3.4), exhiben zonaciones concéntricas complejas y discontinuas, y morfologías redondeadas, evidenciando prismas ($\{100\}=\{110\}$) bien desarrollados y gran variedad de geometrías piramidales.
- **GZ** (tipos S10 y P1): corresponden a los circones más pequeños de todos los observados (~ 200 μm en promedio), exhibiendo formas relativamente ecuanter y razones de aspecto muy bajas (Figura 3.4).
- **QMDZ** (tipos P1): aciculares y tabulares, relativamente euhedrales. Estos no presentan zonaciones en su interior (homogéneos) y tienen las razones de aspecto más altas de todos los circones estudiados (Figura 3.4). Desarrollan prismas $\{100\}<\{110\}$ y $\{100\}=\{110\}$, y pirámides $\{101\}\gg\{211\}$.
- **MGZ** (tipos P2 y S5): parecidos a los de QMDZ pero con razones de aspecto un poco menores (Figura 3.4), y con zonaciones internas sin desarrollo sustancial.

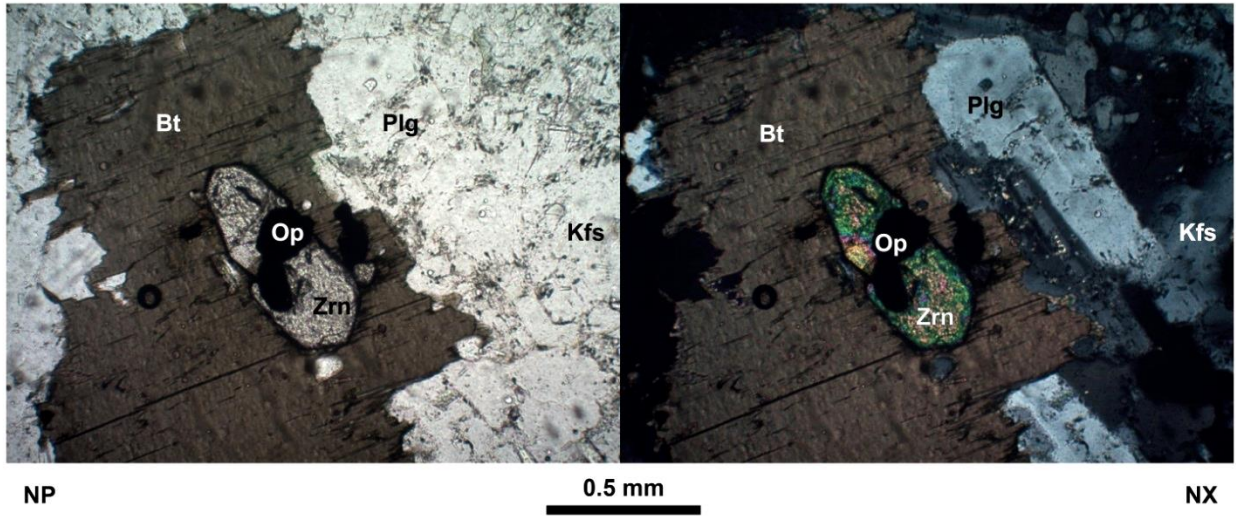


Figura 3.1: GZ. Fotomicrografía referencial. Circón bien conservado, incluido en biotita, englobando chadacristales de minerales opacos. Con desarrollo leve de halos metamórficos (ζ ?) hacia el cristal de biotita hospedante.

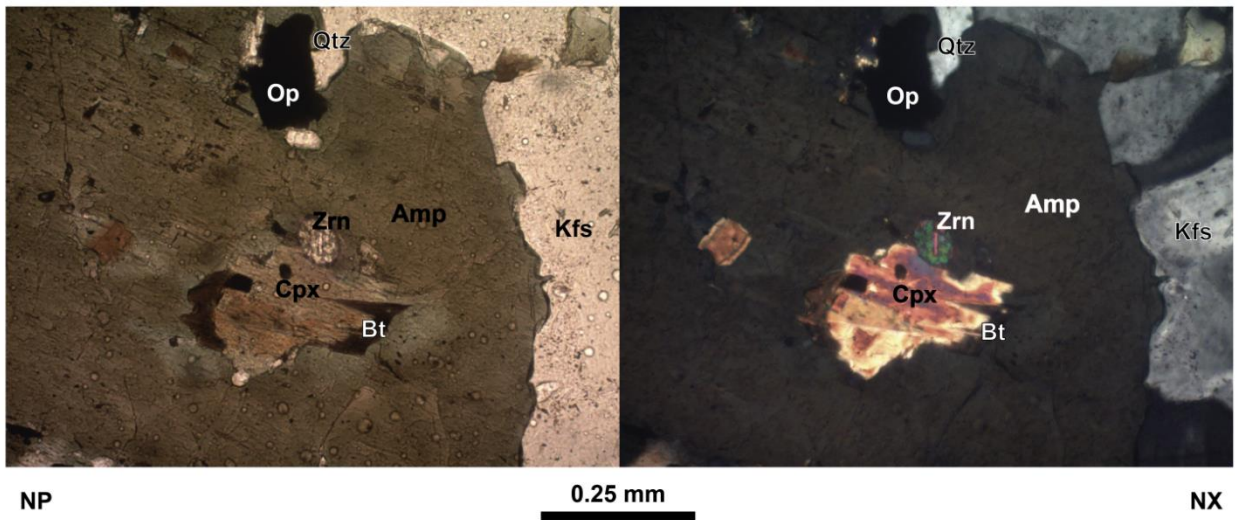


Figura 3.2: GZ. Fotomicrografía referencial. Circón subhedral, incluido en clinopiroxeno uralitizado.

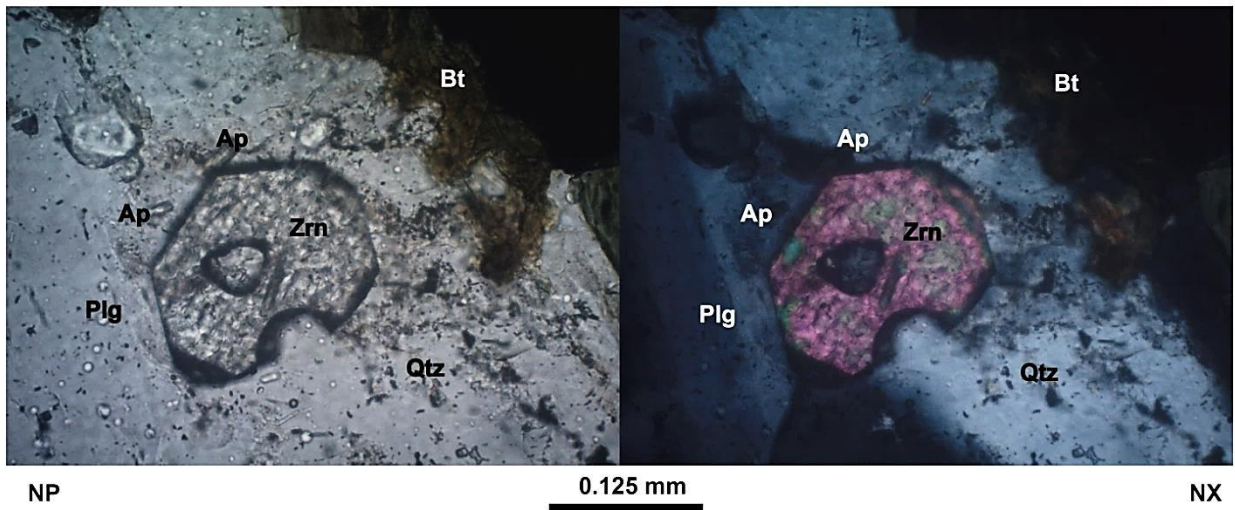


Figura 3.3: QMDZ. Fotomicrografía referencial. Circón subhedral en coexistiendo con cuarzo y plagioclasa. Escaso apatito acicular es encontrado rodeando e incluido en el cristal de circón.

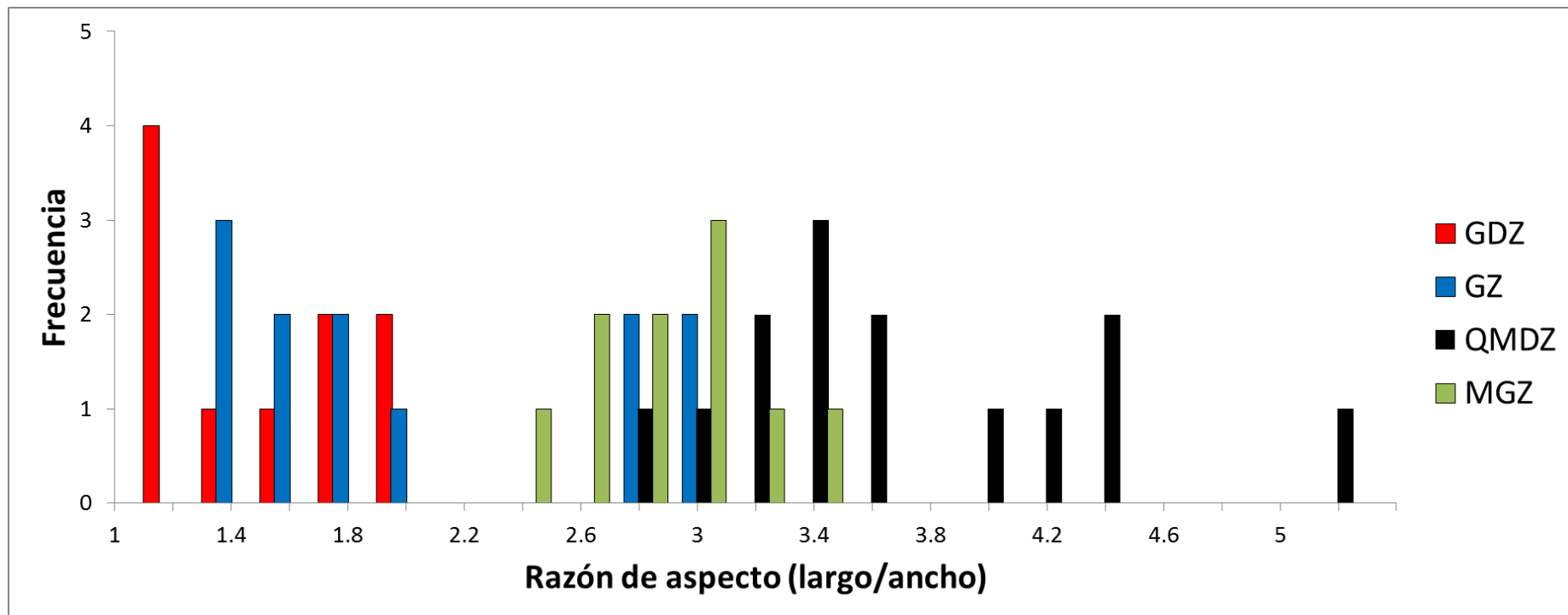


Figura 3.4: Histograma de frecuencia de razones de aspecto de los circones analizados. Se aprecian circones relativamente ecuanter para GDZ y GZ, en contraste con más elongados y prismáticos en MGZ y QMDZ.

3.2 Geocronología U-Pb

Dataciones de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en circón, excluyendo edades bajo el 10% de concordancia, indica edades relativamente cohesionadas en los diagrama de Concordia (Figure 6.5a), sin mostrar evidencias de pérdida de plomo (todas las elipses se ubican sobre la Concordia) o herencia de cristales más viejos.

Los promedios ponderados de edades, agrupados en intervalos de confianza de 2σ , son: 99.7 ± 1.9 (n=21, MSWD=2.2), 96.8 ± 1.1 (n=20, MSWD 3.1), 96.8 ± 0.9 (n=18, MSWD=3.5) y 94.7 ± 0.7 (n=18, MSWD=0.95) para circones de GDZ, GZ, QMDZ y MGZ, respectivamente. Evidenciando una tendencia hacia menores edades, desde rocas menos diferenciadas a más félsicas. Tomando en cuenta las edades de cristalización de circones de las cuatro zonas del plutón Caleu, y agrupándolas en un diagrama de densidad de probabilidad (Figure 6.5b), se puede apreciar la misma tendencia, a pesar de que exista un traslape en las edades de cristalización de circones de las distintas zonas litológicas.

3.3 Geoquímica de circones del plutón Caleu

Según la clasificación elemental de Belousova et al. (2002) todos los circones del Plutón Caleu están albergados por granitoides de bajo (<65 wt. % SiO₂) a alto (65-70 wt. % SiO₂)

Los patrones de REE presentan un aumento en las concentraciones del La al Lu, con anomalías positivas de Ce y negativas de Eu, sin excepción (Figure 6.6a), típico de circones ígneos bien conservados (Hoskin and Schaltegger, 2003), sin embargo circones de QMDZ evidencian concentraciones de REE relativamente mayores (Figure 6.6b).

3.3.1 Contenidos de Ti y Hf

Concentraciones de titanio de los circones analizados están en el rango de *ca.* 8.8-31.59 ppm, 6.06-21.17 ppm, 5.19-15.72 ppm y 4.62-24.68 ppm, para GDZ, GZ, QMDZ y MGZ, respectivamente (Figura 3.5).

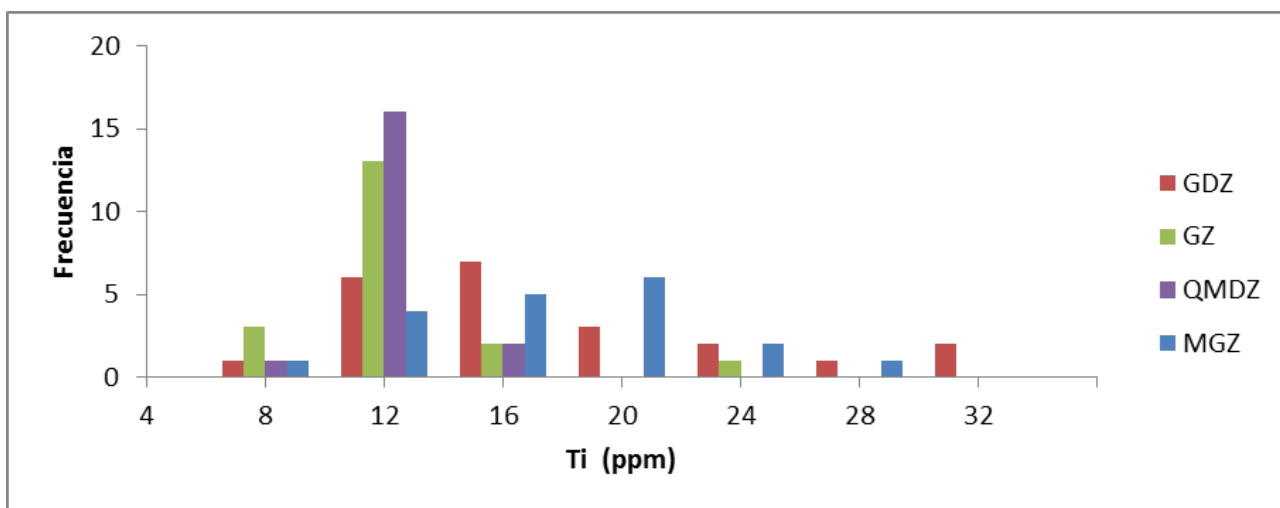


Figura 3.5: Histograma de frecuencia de contenido de titanio (ppm) en circones de las distintas zonas litológicas del plutón Caleu.

En tanto circones de GDZ tienen un promedio de 1.19 wt% HfO₂ (10136.88 ppm; n=22), mientras GZ y QMDZ presentan valores promedio de 1.26 wt% HfO₂ (10695.41 ppm; n=20) y 1.23 wt% HfO₂ (10466.95 ppm; n=20) respectivamente (Figura 3.6); en tanto, circones de GZ arrojan valores promedio de 1.20 wt% HfO₂ (10237.5 ppm; n=20).

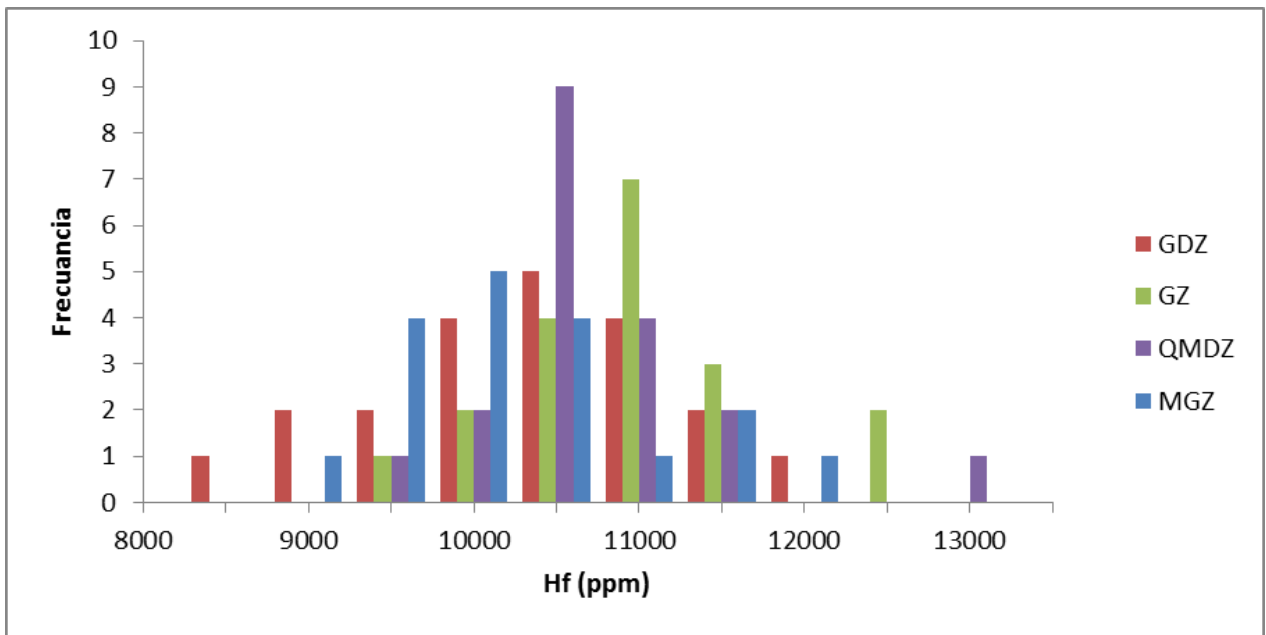


Figura 3.6: Histograma de frecuencia de contenido de hafnio (ppm) en circones de las distintas zonas litológicas del plutón Caleu.

3.3.2 Razones de Th/U y Zr/Hf

Las razones de Th/U de la mayoría de los circones analizados se encuentran por sobre 0.5, con un máximo de 1.33, éstos valores son indicativos de circones magmáticos (Hoskin and Schaltegger, 2003).

Razones de Zr/Hf varían entre 38-54, 37-48, 36-50 y 32-51 para circones de GDZ, GZ, QMDZ y MGZ, estas razones son características de circones cristalizados en etapas transicionales a tardías (Wang et al., 2010).

CAPÍTULO 4

CONDICIONES DE CRISTALIZACIÓN DE CIRCONES DEL PLUTÓN CALEU

Las zonaciones complejas, texturas de reabsorción y sobrecrecimientos discontinuos, característicos de circones de GDZ, se asocia a una cristalización desde líquidos intersticiales altamente fraccionados (Corfu et al., 2003). Procesos de saturación y subsaturación de Zr en el líquido residual darían lugar a estas texturas, característico de magmas básicos. Por otro lado, circones de QMDZ y MGZ presentan altas razones de aspecto (Figura 3.4), considerado indicador de cristalización rápida (Corfu et al., 2003). Finalmente, circones de MGZ no presentan zonaciones internas muy desarrolladas, su cristalización no constituye un reflejo de cambios geoquímicos sustanciales en el magma albergante.

4.1 Temperatura de cristalización de circón

4.1.1 Generalidades

Considerando que los circones del plutón Caleu fueron cristalizados desde líquidos residuales altamente diferenciados (ver capítulo anterior), se procedió a calcular la Temperatura de Saturación de Circón (T_{satZrn}) a partir del termómetro de Boehnke et al. (2013), para la composición de líquidos representativos de la etapa tardía del plutón Caleu (considerando geoquímica de roca total de MGZ):

$$\ln(D_{Zr}) = \frac{10108 \pm 32}{T(K)} - (1.16 \pm 0.15)(M - 1) - (1.48 \pm 0.09) \quad (1)$$

Donde números representan constantes, el coeficiente de partición de zirconio $D_{Zr} = (Zr_{sólido}/Zr_{melt})$, $T(K)$ temperatura de saturación de circón, y $M = (Na + K + 2Ca)/(Al * Si)$ en fracciones catiónicas (indicativo de la peralc alinidad del fundido). Dado que el Zr en el circón posee una concentración fija, ya que constituye un componente estequiométrico de esta fase, es posible reemplazar $Zr_{sólido} \approx 496,000 \text{ ppm}$.

Con la finalidad de determinar si el rutilo (TiO_2) cristalizó previo, durante o posterior a la formación de circón (**Supplementary Data II: Zircon thermometry constraints**), se comparó T_{satZrn} con la Temperatura de Saturación de Rutilo (T_{satRt}); según Hayden and Watson (2007):

$$\log(Ti) = 7.95 - \frac{5305}{T} + 0.124FM \quad (2)$$

Con Ti la cantidad de titanio disuelto en el magma (en ppm), $T(K)$ temperatura de saturación de rutilo, y $FM = [Na + K + 2(Ca + Mg + Fe)]/(Al * Si)$ en fracciones catiónicas.

Según lo anterior se comparó el termómetro de titanio en circón propuesto por Watson et al. (2006) con el propuesto por Ferry & Watson (2007), considerando actividades de $a_{\text{SiO}_2} \sim 1$ y $a_{\text{TiO}_2} \sim 1$, consistentes con la vasta cristalización de rutilo y cuarzo (), en el rango de contenidos de titanio observado para circones del plutón Caleu (entre 5-35 ppm; ver ítem).

Tomando en cuenta los contenidos de titanio de circones analizados, y considerando que ambos termómetros presentan diferencias despreciables, por simplicidad se utilizó el termómetro propuesto por Watson et al. (2006):

$$\log(Ti_{Zrn}) = (6.01 \pm 0.03) - \frac{(5080 \pm 30)}{T(K)} \quad (3)$$

Ti_{Zrn} corresponde a la concentración de titanio (ppm) en circón, y $T(K)$ temperatura de cristalización de circón (Ti-in-Zrn). Modificando la ecuación de Watson et al. (2006), generalizados los errores analíticos (dTi_{Zrn}), se despeja la temperatura:

$$T(K) \pm dT^\circ = \frac{-5080 \pm 30}{\log(Ti_{Zrn} \pm dTi_{Zrn}) - (6.01 \pm 0.03)} \pm dT^\circ \quad (4)$$

En donde dTi_{Zrn} corresponde al error analítico. Según reglas de propagación aritmética de errores, se obtiene la siguiente expresión para la desviación estándar del termómetro de cristalización (dT°):

$$dT^\circ = \frac{-5080}{\log(Ti_{Zrn}) - 6.01} \sqrt{\left(\frac{30}{5080}\right)^2 + \frac{0.434^2 (dTi_{Zrn})^2 + 0.03^2}{(\log(Ti_{Zrn}) - 6.01)^2}} \quad (5)$$

4.1.2 Resultados

Las temperaturas de cristalización de circones del plutón Caleu varían entre 850-700°C en GDZ, 770-720°C en GZ y QMDZ y entre 850-750°C para MGZ. No se aprecia una tendencia en variaciones geocronológicas y su temperatura de cristalización (Figure 6.9).

Estas temperaturas sugieren, también, un origen tardimagmático para circones del plutón Caleu, al menos para circones cristalizados en GDZ (temperaturas más cercanas al sólido). Asimismo, se evidencian intervalos prolongados de cristalización, comparando las edades de cristalización de cada uno de los circones, en cada muestra (ver recuadro en Figure 6.9).

4.2 Co-variaciones de REE y HFSE con la temperatura de cristalización

La visualización cualitativa de variaciones elementales en circón según su temperatura de cristalización es registro de cristalización de silicatos en el sistema magmático (ej. Wooden et al., 2006; Reid et al., 2011).

4.2.1 Variaciones de REE

Se utilizó la razón MREE/HREE como una medida de la pendiente del patrón de las tierras raras pesadas. Los valores de Eu no fueron utilizados como valores de MREE debido a que cambios en las condiciones de fugacidad de oxígeno pueden perturbar su concentración (Ballard et al., 2002; Burnham and Berry, 2012).

Los resultados muestran que las razones de Lu/Gd aumentan levemente en GDZ y GZ, y abruptamente desde QMDZ a GZ, a medida que la temperatura disminuye (Figura 4.1a). Este comportamiento se debe al fraccionamiento de MREE a medida que cristalizaron circones en el plutón Caleu. Fraccionamiento de anfíbolos (alta compatibilidad con MREE), apatita (Watson and Harrison, 1984), titanita y/o allanita (Castañeiras et al., 2010; Reid et al., 2011), son posibles responsables de estas variaciones.

4.2.2 Variaciones de HFSE

Producto de su alta incompatibilidad con silicatos mayores, la totalidad de los HFSE son concentrados en los líquidos residuales a partir de diferenciación magmática, y por lo tanto altamente abundantes en fases tardimagmáticas.

Las razones de Th/U (Figura 4.1b) disminuyen levemente a medida que la temperatura de cristalización baja; un aumento en el contenido de U en el líquido residual propiciaría el desarrollo de morfologías prismáticas {110} (Benisek and Finger, 1993). Este comportamiento ha sido evidenciado en múltiples investigaciones (ej. Claiborne et al., 2006; Wooden et al., 2006; Harrison et al., 2007), producto de una mayor afinidad de Th sobre U en los silicatos mayores (Claiborne et al., 2010), o fases accesorias (monazita huttónica, allanita o apatito; Gagnevin et al., 2010).

Por otro lado, razones de Zr/Hf (Figura 4.1c) disminuyen con un decremento en la temperatura de cristalización, producto de formación extensiva de circón (ej. Claiborne et al., 2006), titanita, anfíbola, clinopiroxeno y/o granate (Bea et al., 2006).

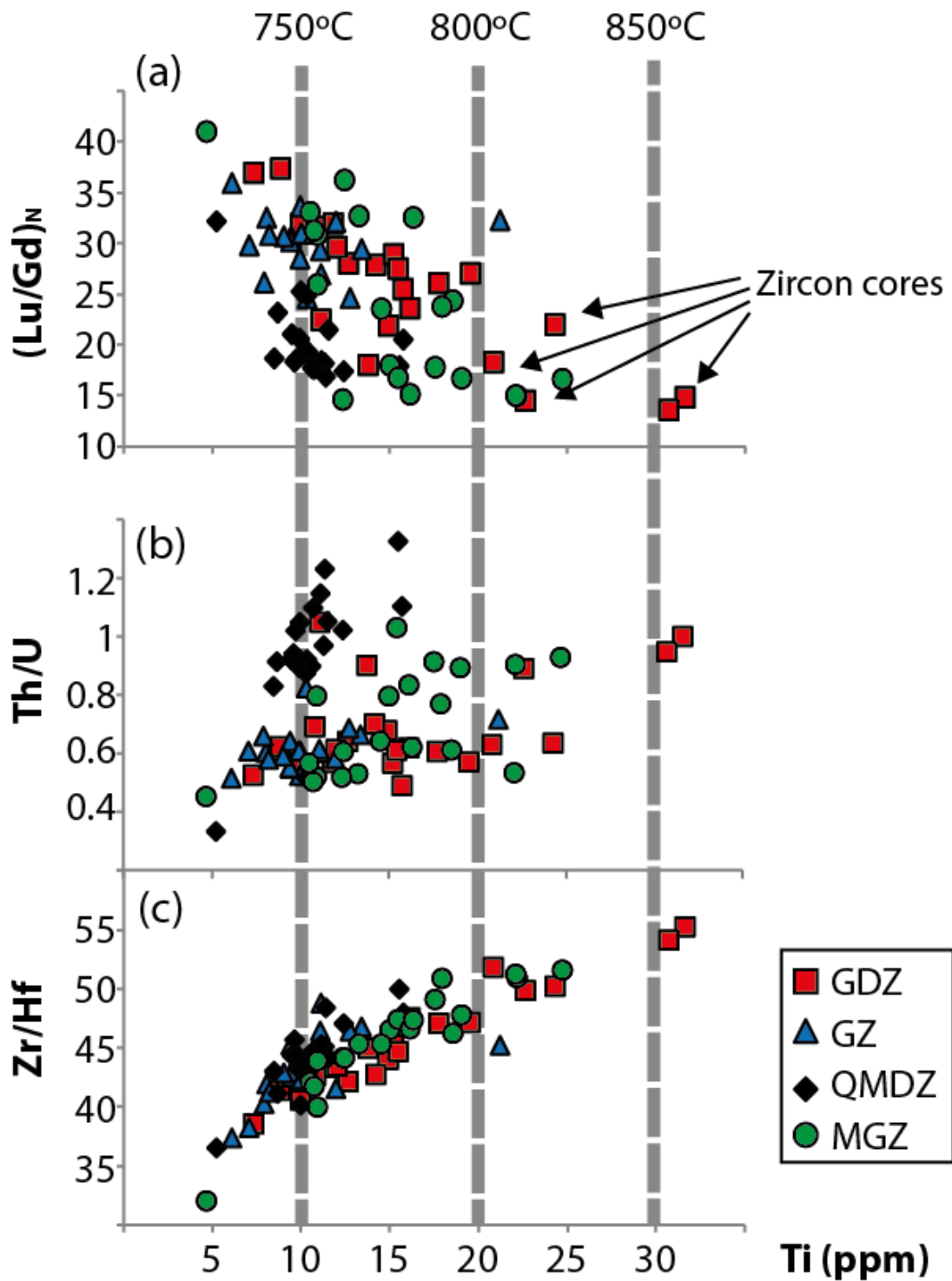


Figura 4.1: Razones elementales de circones del plutón Caleu versus Ti (ppm), con su respectiva temperatura de cristalización de circón según Watson et al. (2006). (a) MREE/HREE (Lu/Gd), (b) Th/U y (c) Zr/Hf. Valores de titanio sobre 20 ppm corresponden a núcleos de circones de GDZ.

CAPÍTULO 5
COMPOSICIÓN Y MIGRACIÓN DE
LÍQUIDOS RESIDUALES
FORMADORES DE CIRCONES

Considerando que los circones generados en este plutón corresponden a fases cristalizadas en la etapa tardimagmática, es posible determinar la composición del líquido residual en equilibrio con los circones mediante la ecuación de Temperatura de Saturación de Circón (T_{satZrn}) de Boehnke et al. (2013), ver ecuación (1).

Una estimación de los valores M (proporcional a peralcalinidad/peraluminosidad) del líquido residual (a las temperaturas de cristalización de circón obtenidas en las **sección 4.1** Temperatura de cristalización de circón) según el modelamiento termodinámico con el software MELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995), deriva en la determinación del contenido de Zr (ppm) en el líquido formador de circones; conceptualmente:

$$Zr_{melt} = f(M, T^{\circ}) \quad (7)$$

Bajo el supuesto que el líquido residual cristalizó circones a sus respectivas temperaturas de cristalización (Ti-in-Zrn), su temperatura de saturación (T_{satZrn}) es necesariamente equivalente, con lo que se puede obtener la concentración de zirconio en el líquido residual en el momento de cristalización de circón.

5.1 Composición y cristalinidad del líquido residual: modelamiento termodinámico acoplado al balance de masa de zirconio

Se modeló cristalización en equilibrio mediante el software MELTS (Asimow and Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995), considerando un buffer de $fO_2 \sim QFM+1$, y pasos de temperatura de 0.5° . El modelamiento comienza a la temperatura del liquidus a partir de muestras de cada una de las zonas litológicas del plutón Caleu, correspondiente a la muestra más primitiva analizada (Tabla 5.1).

El software MELTS entrega el detalle (masa, composición, densidad, etc...) de cada uno de los minerales cristalizados en la fase sólida, junto con composición y variables intensivas del líquido residual, en cada uno de los pasos de temperatura.

Una vez obtenida la concentración de zirconio en el líquido residual, y suponiendo que los sobrecrecimientos de silicatos mayores se encuentran en equilibrio con el líquido intersticial, es posible estimar la concentración de zirconio en cada una de las fases cristalizantes (y por lo tanto

la masa), para cada uno de los pasos de temperatura del modelo termodinámico. Todo lo anterior fue ejecutado mediante iteraciones numéricas con el software MATLAB R2010a (ver **Anexos**) según los siguientes pasos:

1. Se define la concentración de zirconio en una fase cualquiera i :

$$C_i^{Zr} = \frac{m_i^{Zr}}{M_i} \quad (8)$$

2. Se define la masa total de zirconio repartida en la fase sólida:

$$M_{solid}^{Zr} = \sum_{i=1}^N m_i^{Zr} \quad (9)$$

3. Por definición, el coeficiente de partición de zirconio:

$$Kd_i^{Zr} = \frac{C_i^{Zr}}{C_{melt}^{Zr}} \quad (10)$$

4. A partir de (10), aplicando la definición (8), se obtiene la masa de zirconio en la fase i :

$$(10) \rightarrow Kd_i^{Zr} \times C_{melt}^{Zr} = C_i^{Zr} \xrightarrow{(8)} Kd_i^{Zr} \times C_{melt}^{Zr} \times M_i = m_i^{Zr} \quad (11)$$

5. Según (11), redefinimos (9), la masa total de zirconio:

$$(9) + (11) \rightarrow M_{solid}^{Zr} = \sum_{i=1}^N Kd_i^{Zr} \times C_{melt}^{Zr} \times M_i \quad (12)$$

6. Se define la matriz de masas entregada por el software MELTS, n pasos de temperatura modelados) y N cantidad de fases, y su matriz de delta de masas:

$$G_{(n \times N)} = \begin{bmatrix} M_1^1 & \dots & M_N^1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ M_1^n & \dots & M_N^n \end{bmatrix}; \text{ y } \delta G_{((n-1) \times N)} = \begin{bmatrix} \delta M_1^1 & \dots & \delta M_N^1 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \delta M_1^{n-1} & \dots & \delta M_N^{n-1} \end{bmatrix} \quad (13)$$

7. La concentración de zirconio en cada paso modelado:

$$(C_{melt}^{Zr})_n = \frac{(M_{melt}^{Zr})_n}{(M_{melt})_n} \quad (14)$$

8. Ocupando (12) y (13), se obtiene la masa de zirconio que entra al fundido, en cada paso, a medida que aumenta la temperatura:

$$(12) + (13) \rightarrow \delta(M_{solid}^{Zr})_n = \sum_{i=1}^N Kd_i^{Zr} \times (C_{melt}^{Zr})_n \times (\delta G_i)_n \quad (*)$$

9. Cambios en la concentración de zirconio en el líquido residual:

$$(14) \rightarrow (C_{melt}^{Zr})_{n+1} = \frac{(m_{melt}^{Zr})_n + \delta(M_{solid}^{Zr})_n}{(M_{melt})_{n+1}} \quad (**)$$

Finalmente, obtenida la concentración de zirconio inicial, e iterando (*) y (**) se obtiene el vector de concentración de zirconio en el líquido residual para todo el rango de temperaturas modelado $\overrightarrow{C_{melt}^{Zr}}(1 \times n)$.

Tabla 5.1: Condiciones iniciales (composición y temperature del liquidus) del modelamiento termodinámico con software MELTS. Concentraciones en porcentaje en peso (Wt. %)

| Wt. % | GDZ | GZ | QMDZ | MGZ |
|------------------------------------|------------|-----------|-------------|------------|
| SiO₂ | 51.63 | 59.8 | 56.88 | 69.8 |
| TiO₂ | 1.67 | 0.8 | 0.864 | 0.45 |
| Al₂O₃ | 17.69 | 16.95 | 17.04 | 15.1 |
| Fe₂O₃ | 3.42 | 1.96 | 1.54 | 1.63 |
| FeO | 6.52 | 4 | 5.8 | 1.52 |
| MnO | 0.17 | 0.11 | 0.132 | 0.04 |
| MgO | 4.55 | 2.93 | 3.45 | 0.87 |
| CaO | 8.17 | 5.55 | 6.49 | 2.38 |
| Na₂O | 3.79 | 4.02 | 3.85 | 3.53 |
| K₂O | 1.16 | 2.6 | 1.75 | 3.55 |
| P₂O₅ | 0.48 | 0.16 | 0.26 | 0.08 |
| H₂O | 0.5 | 1.5 | 1.5 | 2 |
| Liquidus (°C) | 1173.6 | 1100.6 | 1108.6 | 976.2 |

Se obtuvo la composición del líquido residual para la cristalización de los circones de GDZ, GZ, QMDZ y MGZ, con Ti-in-Zrn de 803, 811, 782 y 826°C; temperaturas máximas de cristalización de circones de cada una de las zonas litológicas.

Con excepción de MGZ, los circones de GDZ, GZ y QMDZ habrían derivado de fundidos residuales con composiciones similares a las observadas en MGZ (Figure 6.8). En tanto, los líquidos residuales modelados para MGZ habrían cristalizado circones en líquidos relativamente empobrecidos en zirconio, posiblemente como consecuencia de extracción de líquidos posterior a cristalización fraccionada de silicatos mayores ricos en zirconio (anfíbola, titanita y/o apatita; ver ítem 4.2.2 Variaciones de HFSE).

Los rangos de cristalinidad, contenido de sílice, temperatura, concentración de zirconio y valor *M* para los líquidos residuales, en el momento de formación de circones, se exponen en la Tabla 5.2.

Tabla 5.2: Características del líquido residual formador de circones.

| | GDZ | GZ | QMDZ | MGZ |
|--------------------------------------|------------|-----------|-------------|------------|
| Temperatura de cristalización | 803 | 811 | 782 | 826 |
| Cristalinidad (% vol. Cxs.) | 89% | 66% | 71% | 32% |
| SiO₂ (wt%) | 69% | 71% | 70% | 75% |
| Zr (ppm) | 332 | 356 | 271 | 270 |
| Valor <i>M</i> | 1.55 | 1.55 | 1.54 | 1.2 |

5.2 Efectos de la composición del líquido residual en la generación y conservación de circones

Dada la metaluminosidad (alto valor M) de las rocas menos diferenciadas del plutón Caleu (GDZ, QMDZ y GZ), la preservación o cristalización temprana de circones es muy improbable, ya que en estos medios la solubilidad de circón es muy alta (Figura 5.1; Hanchar and Watson, 2003). Se estima que el sistema magmático del plutón Caleu habría cristalizado bordes de circones en fundidos residuales de alta peraluminosidad (bajo valor M) y enriquecidos en zirconio producto de diferenciación por cristalización de silicatos mayores (Figura 5.2; ej., Harrison et al., 2007) con poca tendencia a incorporar zirconio en su estructura. En contraste, cuerpos intrusivos de origen anatéctico, altamente peraluminosos, resultan en escenarios favorables para la conservación y cristalización de circones a lo largo de toda su evolución magmática (Castañeiras et al. 2010).

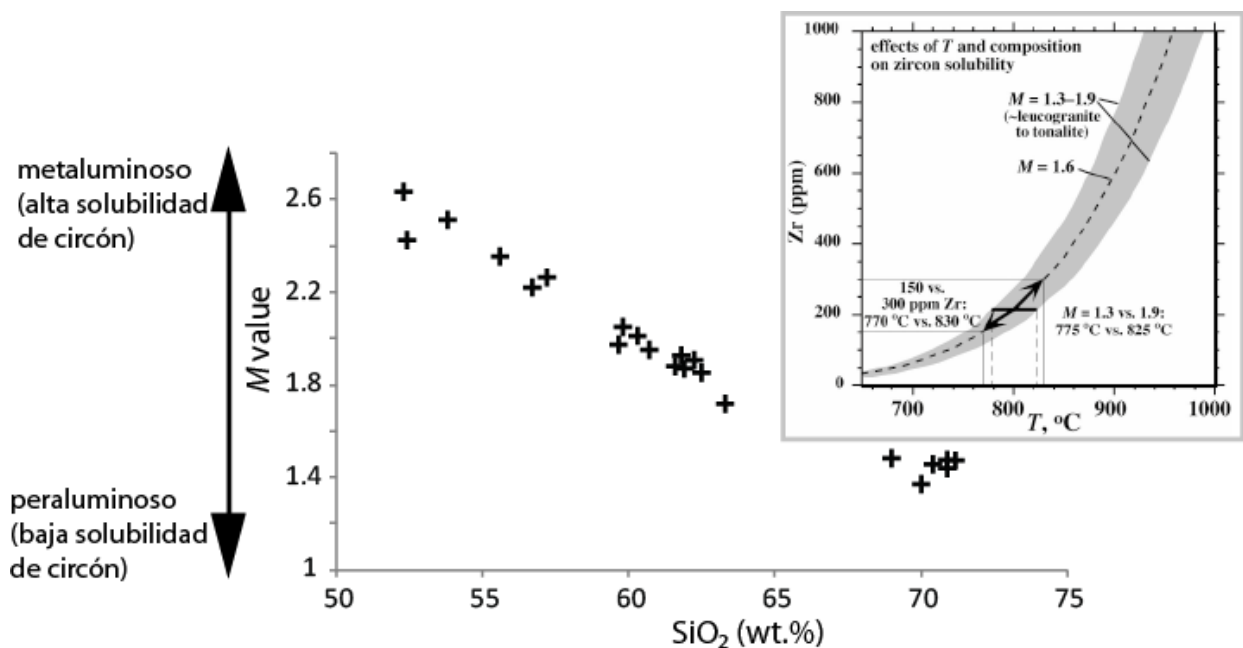


Figura 5.1: Valor M versus contenido de SiO_2 (wt. %) para rocas del plutón Caleu. Recuadro mostrando efecto de variaciones en la cantidad de zirconio y valor M en la temperatura de saturación de circón, extraído de Miller et al. (2003).

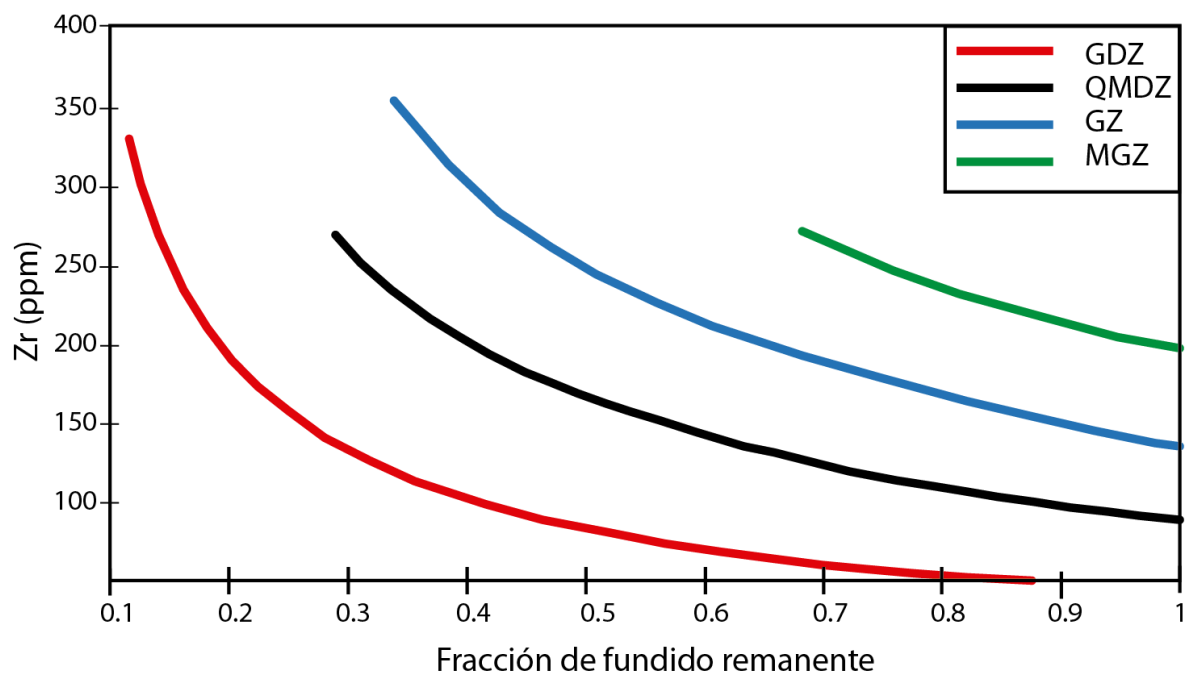


Figura 5.2: Fracción de fundido remanente versus cantidad de zirconio (ppm) para los líquidos residuales según modelo de MELTS y balance de masas acoplado

5.3 Efecto de la cristalización de fases accesorias en la composición de los líquidos intersticiales de la etapa mush

En general se espera que exista un aumento en la concentración de REE y HFSE con la diferenciación en secuencias de rocas ígneas co-genéticas. Por ejemplo, el zirconio aumenta empíricamente en secuencias basalto-andesita-dacita-riolita y basalto-andesita-traquita-fonolita (Chao and Fleischer, 1960), aumentando a tasas menores en secuencias subalcalinas.

En el caso del plutón Caleu, concentraciones de zirconio observadas en diques félsicos, corresponden a una cantidad de REE y HFSE menor a las estimadas para líquidos residuales formadores de circón, esto puede ser producto de extracción de líquidos intersticiales posterior a la cristalización de fases con alto contenido de REE y HFSE durante la formación de circones en el plutón Caleu (ver sección 4.2 Co-variaciones de REE y HFSE con la temperatura de cristalización). Para verificar esta hipótesis se efectuó modelamiento de cristalización de fases tardimagmáticas a partir del líquido en equilibrio con los circones analizados, incorporando cristalización de fases accesorias, comparando modelos de cristalización en equilibrio versus fraccionada (Rayleigh).

El modelamiento geoquímico considera un máximo de 5% de titanita+apatita+circón intersticial (según lo observado en lámina delgada en la **sección 3.1**, y lo predicho en la **sección 4.2**) correspondiente a un porcentaje volumétrico total que va de 3.5% en MGZ (~68% de fracción de líquido remanente) hasta 0.55% en GDZ (~11% de fracción de líquido remanente). Los coeficientes de partición utilizados y composiciones iniciales consideradas se encuentran en Tabla 5.33 y Tabla 5.44. Los silicatos mayores incluyen plagioclasa, feldespato potásico, anfíbola, biotita y cuarzo, representando fases cristalizadas en la etapa tardimagmática del plutón Caleu. Cabe destacar que variaciones en la proporción modal de estos no influirá sustancialmente en el modelamiento geoquímico, ya que el coeficiente de partición global (sumatoria de los coeficientes de partición ponderados por el volumen de cada fase) es invariablemente cercano a cero.

La Figura 5.3 evidencia el efecto del enriquecimiento del líquido residual en REE y HFSE con la diferenciación, (sin considerar cristalización de apatita-Titanita-Circón). La Figura 5.4 refleja el efecto geoquímico de la cristalización de Apatita-Titanita-Circón a partir del líquido residual, considerando cristalización en equilibrio y fraccionada.

Tabla 5.3: Coeficientes de partición utilizados para la modelación geoquímica de cristalización, según: (1) Luhr and Carmichael (1980), (2) Watson and Harrison (1983), (3) Fujimaki (1984), (4) Nash and Crecraft (1985), (5) Sano et al. (2002), (6) Bea et al. (2006). Coeficientes de partición de Zr en según termómetro de saturación de circón (7) Boehnke et al. (2013).

| | Partition coefficients | | | | |
|-----|------------------------|-----------|-----------|----------|--|
| | Nd | Lu | Zr | | |
| Cpx | 0.166 (3) | 0.683 (3) | 0.184 (3) | | |
| Opx | 0.16 (3) | 0.154 (3) | 0.033 (3) | | |
| Ol | 0 | 0 | 0 | | |
| Plg | 0.203 (4) | 0.092 (4) | 0.135 (4) | | |
| Kfs | 0.035 (4) | 0.033 (4) | 0.03 (4) | | |
| Amp | 2.89 (2) | 4.53 (2) | 0.5 (6) | | |
| Bt | 2.56 (4) | 1.617 (4) | 0 (6) | | |
| Qz | 0.016 (4) | 0.014 (4) | 0 (4) | | |
| Ttn | 152 (1) | 92 (1) | 10 (6) | | |
| Ap | 32.8 (3) | 21.5 (3) | 0.906 (3) | | |
| Zrn | 0.077 (5) | 325 (5) | 1493 | GDZ (7) | |
| | | | 1393 | GZ (7) | |
| | | | 1830 | QMDZ (7) | |
| | | | 1837 | MGZ (7) | |

Tabla 5.4: Composición de circones de mayor contenido de titanio (mayor temperatura de cristalización), en cada una de las zonas litológicas. Composición inicial del líquido formador de circones calculada a partir de Sano et al. (2002) y Boehnke et al. (2013).

| LA-ICP-MS Composición inicial de los circones (mayor contenido de titanio) | | | |
|--|----------|--|----------|
| | Nd (ppm) | Lu (ppm) | Zr (ppm) |
| GDZ | 5.96 | 73.96 | - |
| GZ | 1.6 | 84.43 | - |
| QMDZ | 3.5 | 137.9 | - |
| MGZ | 6.3 | 110.86 | - |
| Composición inicial del fundido | | Contenido de Zr (ppm) a partir de la termometría de saturación de circón (7) | |
| GDZ | 77.46 | 0.227 | 332 |
| GZ | 20.84 | 0.259 | 356 |
| QMDZ | 45.49 | 0.424 | 271 |
| MGZ | 81.9 | 0.341 | 270 |

Plg~15% - Kfs~25% - Amp~12% - Bt~13% - Qtz~35% - Ttn, Ap, Zrn~0%

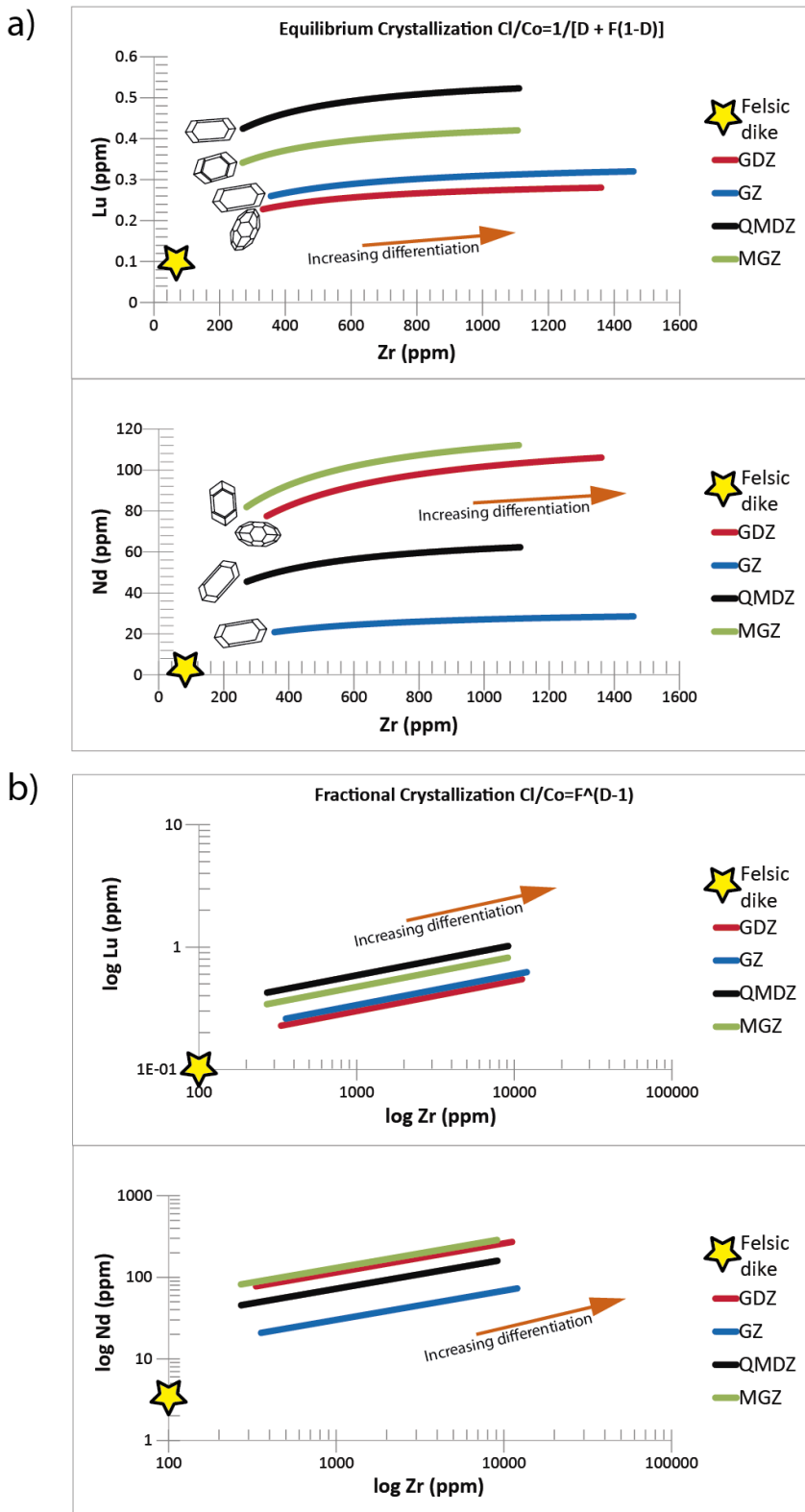


Figura 5.3: (a) Cristalización en equilibrio y (b) fraccionada (Rayleigh), a partir del líquido en equilibrio con circón. Cristalización de titanita, apatita y circón no considerados. Composición del dique félsico representado como una estrella amarilla.

Plg~15% - Kfs~25% - Amp~10% - Bt~10% - Qtz~35%
 Ttn~ 1.5% - Ap~ 2.5% , Zrn~1%

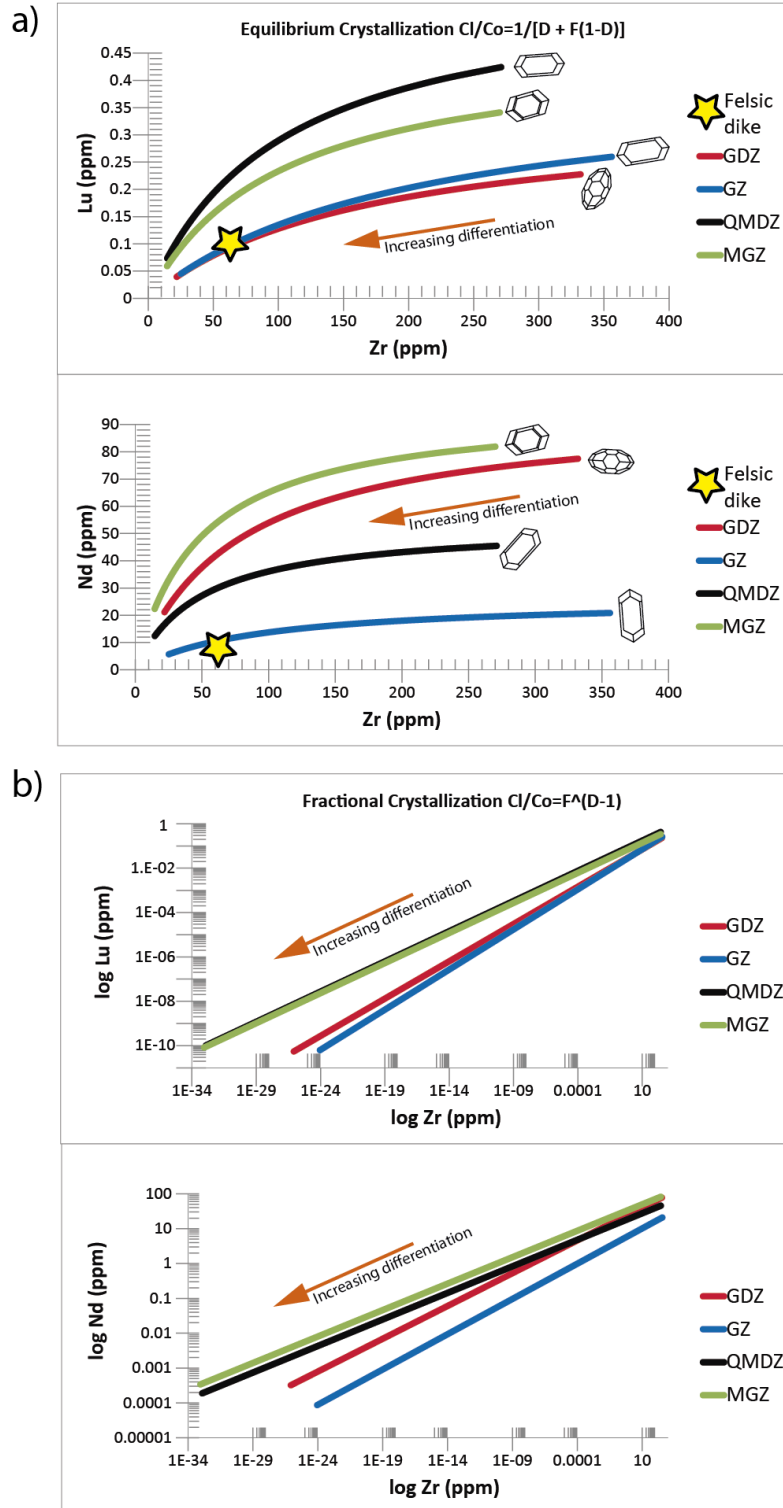


Figura 5.4: (a) Cristalización en equilibrio y (b) fraccionada (Rayleigh), a partir del líquido en equilibrio con circón. Cristalización de titanita, apatita y circón suman 5% del volumen intersticial. Composición del dique félsico representado como una estrella amarilla. Cristalización fraccionada empobrece muy rápido el líquido residual; la composición del dique félsico escapa de la escala en cristalización fraccionada.

Según lo anterior es claro que el mecanismo de cristalización fraccionada es altamente eficaz para empobrecer (enriquecer) el líquido residual en elementos compatibles (incompatibles). Sin embargo, la eficiencia de ocurrencia de procesos de fraccionamiento mineral en la etapa tardía entra en discusión debido a que el enrejado de cristales (*mush*) impediría su decantación/compactación (Dufek and Bachmann, 2010).

En resumen, procesos de cristalización en equilibrio, incorporando fases accesorias como circón-apatita-titanita, pueden explicar aparición de diques félsicos empobrecidos en REE y HFSE. Diques de estas características deberían presentar, generalmente, bordes rectos y discretos (Figure 6.3a, b, c), a diferencia de diques generados previos a la *etapa mush* (probablemente con mayores concentraciones de REE y HFSE), con rasgos como bordes sinuosos y gradacionales hacia la roca huésped (Figure 6.3d).

5.4 Migración de líquidos residuales en la etapa tardía del plutón Caleu

Según Miller et al. (2011) en el rango de ~45-60 vol. % de cristales la extracción de líquidos por compactación es altamente efectiva, disminuyendo hacia rangos de cristalinidad mayores. Por otro lado Dufek and Bachmann (2010) predicen ventanas de alta eficiencia de extracción de líquidos residuales entre ~50-70 vol. % de cristales.

Las estimaciones de condiciones de cristalización de circones de GDZ, GZ y QMDZ arrojan fundidos con características similares a un “*mush*” (Figura 5.5), por lo que se predice que la generación de los bordes de circones de GZ y QMDZ pudo haber involucrado importantes componentes de migración de líquidos residuales (probablemente acumulados en las porciones superiores del cuerpo intrusivo). Circones de GDZ habrían cristalizado mayoritariamente *in-situ*, a partir de líquidos residuales generados en un sistema con poca predisposición a la advección de líquidos foráneos. Finalmente circones de MGZ cristalizaron en la etapa magmática temprana, en un sistema con poca cristalinidad, en donde el desarrollo de celdas convectivas predominaría (Gutiérrez and Parada, 2010), y la extracción de líquidos por compactación es nula (Dufek and Bachmann, 2010).

Lo anterior es consistente con la variabilidad y altas concentraciones elementales de circones de QMDZ (muestra ubicada en la parte superior del Cerro El Roble, ver Figura 2.5 y Figura 2.20), y los rangos geocronológicos observados en todas las muestras (Figure 6.9), siendo mayores en circones cristalizados en la *etapa mush* (QMDZ y GZ), menores en circones generados en una red altamente cristalina (GDZ), y prácticamente nulos (MGZ) en circones sometidos al dragado en el desarrollo de celdas convectivas (Figura 5.5).

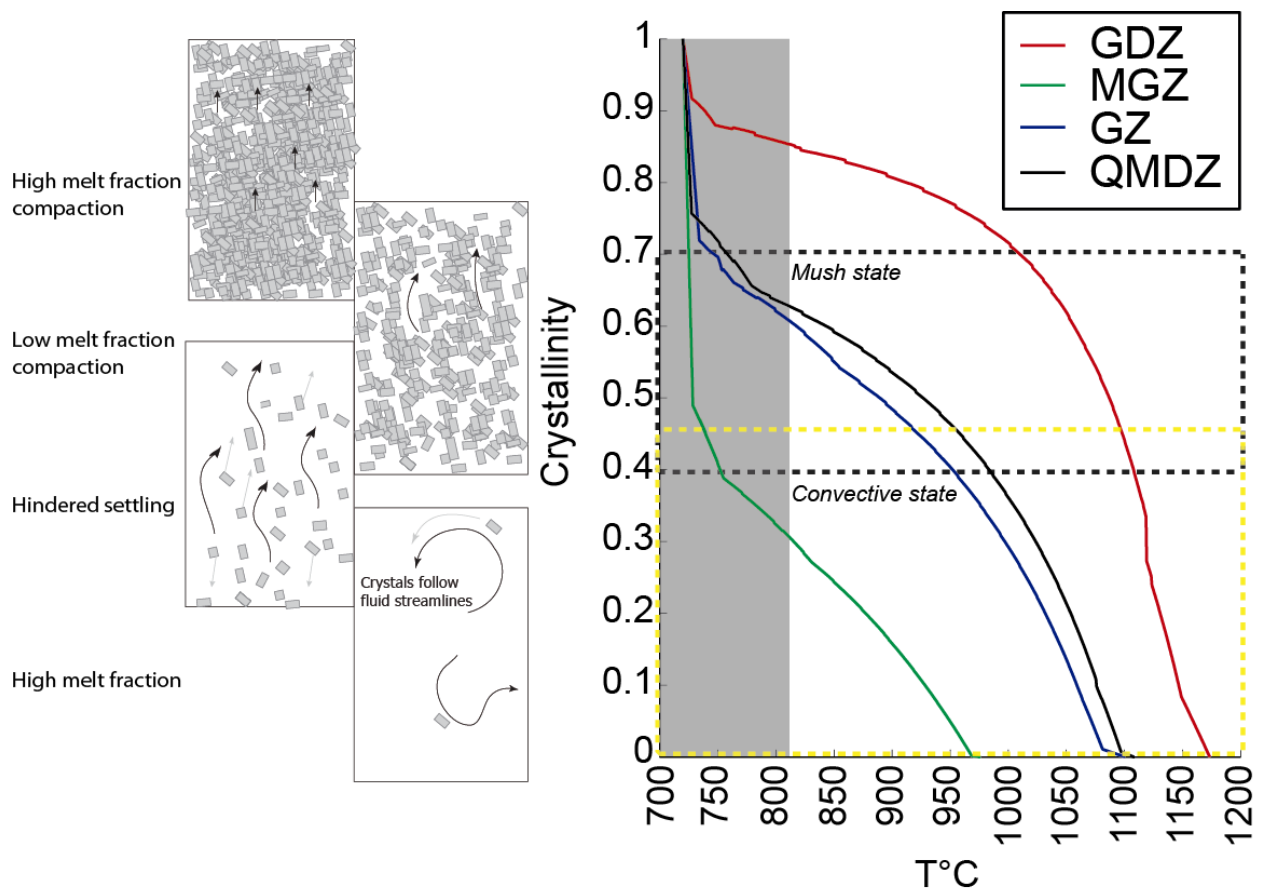


Figura 5.5: Cristalinidad versus temperatura para cada uno de los líquidos modelados mediante MELTS. Rectángulo plomo corresponde a rango de temperatura de cristalización de bordes de circones del plutón Caleu. Rectángulos negro y amarillo corresponden a rango de cristalinidades que definen estados mush y convectivos, respectivamente. A la izquierda, esquemas de cristalinidad del sistema y efecto en su eficiencia de extracción (modificado de Dufek and Bachmann, 2010).

Cabe destacar que una prolongación de la duración de la etapa tardimagmática puede estar influenciada, también, por mecanismos inherentes a la cristalización de cuerpos magmáticos de gran envergadura, inducido por recalentamiento producto de incorporación de magma fresco y caliente (*magma defrosting*; Mahood, 1990), y también por liberación de calor latente por cristalización de silicatos mayores (*latent heat buffering*; Huber et al, 2009).

5.5 Conclusiones

Del estudio de las condiciones de cristalización de circones del plutón Caleu se concluye lo siguiente:

1. Los circones de GDZ, GZ y QMDZ cristalizaron en la etapa tardía (magmas con un contenido de cristales mayor al 60%), a diferencia de los cristalizados en MGZ, correspondientes a la etapa magmática temprana de esta zona litológica. Los líquidos que cristalizaron circón (en GDZ, GZ y QMDZ) se caracterizan por ser altamente diferenciados y enriquecidos en Zr (ppm), en contraste con los de QMDZ, empobrecidos en Zr, probablemente producto de cristalización de apatita, titanita o anfíbola previo a la formación de circón.
2. La gran variabilidad geotermométrica de circones del plutón Caleu, a escala de muestra, apelan a una cristalización en un sistema abierto. Un traslape geocronológico de los circones datados (extraídos de las distintas zonas litológicas) deja en evidencia el desarrollo coetáneo de la etapa tardimagmática en todo el plutón.
3. El alto enriquecimiento elemental de circones, y en geoquímica de roca total, en las partes superiores del plutón (QMDZ) es interpretado como la llegada de líquidos altamente enriquecidos, infiltrados intersticialmente. Lo anterior queda evidenciado por la alta densidad de diques y entramados venillas félsicas ubicuas a escala mesoscópica.
4. La aparición de diques félsicos altamente diferenciados, pero geoquímicamente empobrecidos en REE y HFSE, puede ser producto de cristalización intersticial de apatita-titanita-circón. Lo anterior se corrobora según observaciones de paragénesis en lámina delgada e interpretaciones de co-variaciones de REE y HFSE en circón conforme disminuye su temperatura de cristalización.
5. Se estima que la advección de líquidos residuales (a través de diques) en la etapa tardía (mush) constituye un mecanismo óptimo para darle sustentabilidad termal al sistema magmático (ver modelamiento termal, **Capítulo 6**). Por otro lado la eficiencia de extracción de líquidos es variable, según la zona litológica, ya que el estado de cristalinidad del huésped (en el momento de cristalización de circón) es mayor en GDZ

(suprimiendo la migración de líquidos), intermedio en GZ y QMDZ (eficiente en la advección de líquidos), y bajo en MGZ (desarrollo de celdas convectivas).

Se propone el siguiente modelo conceptual, para el desarrollo de la etapa tardimagmática del plutón Caleu:

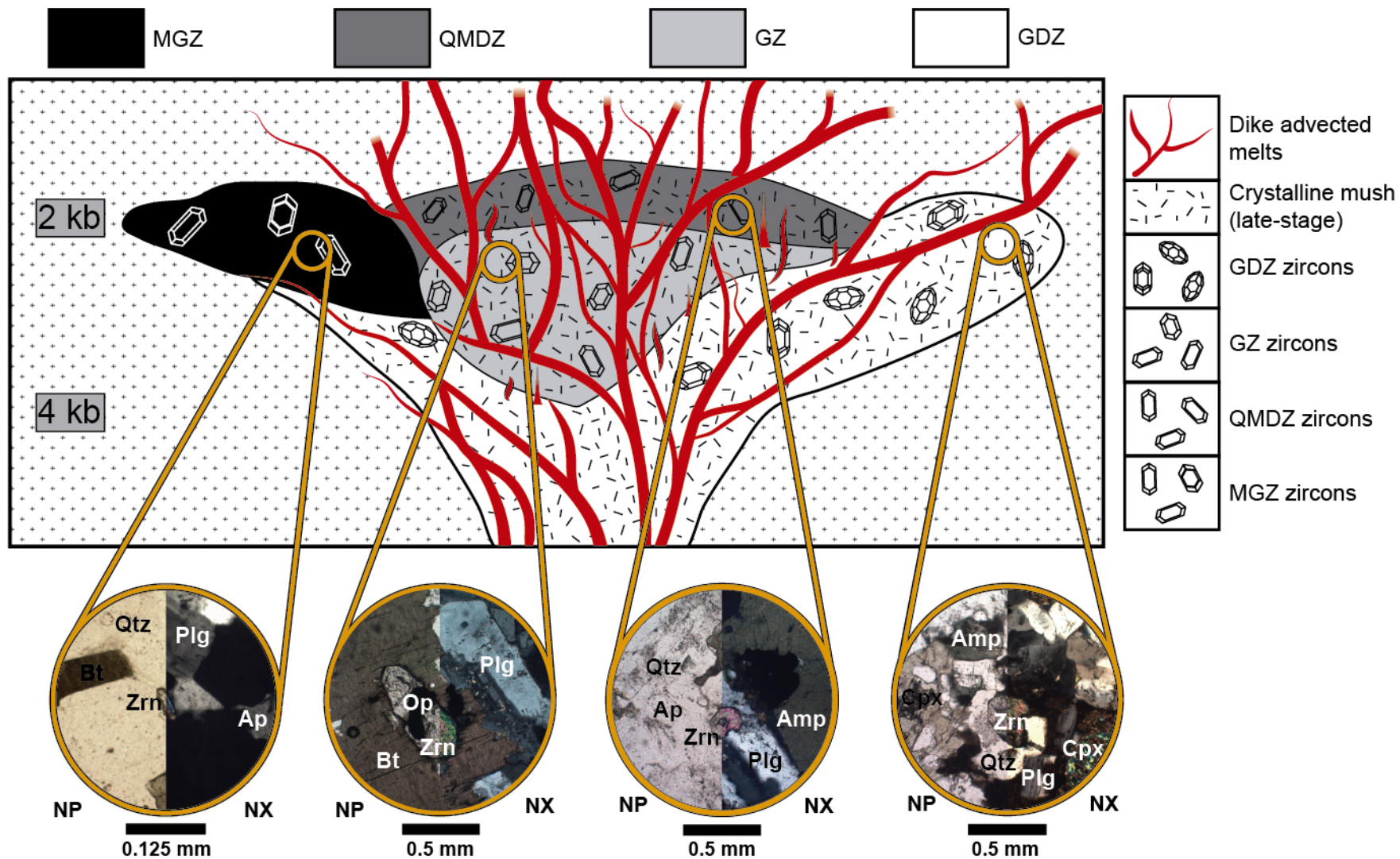


Figura 5.6: Modelo conceptual del desarrollo de la etapa tardimagmática del plutón Caleu. Como referencias, fotomicrografías (a nícoles paralelos y cruzados) de zircones en paragénesis con fases tardías tales como biotita, anfíbola y cuarzo. A la derecha, representación tipológica de los circones de cada una de las zonas litológicas, según Pupin (1980). Notar que, en esta etapa, en MGZ no hay desarrollo de un mush cristalino, mientras que en GDZ, GZ y QMDZ si se genera. Presiones en kb según Parada et al. (2002).

CAPÍTULO 6

PROTRACTED LATE MAGMATIC STAGE OF THE CALEU PLUTON (CENTRAL CHILE) AS A CONSEQUENCE OF MELT EXTRACTION BY DIKING: INSIGHTS FROM U-Pb ZIRCON DATING AND THERMAL MODELING

Artículo sometido a Lithos (in review)

**Pablo G. Molina^a, Miguel A. Parada^a, Francisco J. Gutiérrez^{a, b*}, Chang-qian Ma^c,
Jian Wei Li^c, Liu Yuanyuan^c, Martin Reich^a and Álvaro Aravena^a**

^a Departamento de Geología, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA),
Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

^b Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y
Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8370451, Chile.

^c State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University
of Geosciences, Wuhan, People's Republic of China.

* Corresponding author: F. J. Gutiérrez (frgutier@ing.uchile.cl)

M. A. Parada (maparada@ing.uchile.cl), P. G. Molina (pamolina@ing.uchile.cl),
Chang-qian Ma (cqma1978@gmail.com), Jian Wei Li (jwli@cug.edu.cn), Liu Yuanyuan
(geoliuuy@gmail.com), Martin Reich (mreich@ing.uchile.cl), Álvaro Aravena
(otroyoiano_ppg@hotmail.com)

22 **Abstract**

23 Zircon U-Pb geochronology and geochemistry are combined with whole-rock composition
24 and thermal modeling to decipher the late magmatic stage of the composite Caleu pluton,
25 which is composed of four lithological zones: Gabbro-Diorite Zone (GDZ), Quartz
26 Monzodiorite Zone (QMDZ), Granodiorite Zone (GZ) and Monzogranite Zone (MGZ).
27 Four representative zircon samples from each lithological zone yielded weighted mean
28 $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ages of 99.72 ± 0.97 (2σ ; MSWD = 2.2), 96.8 ± 1.1 (2σ ; MSWD = 3.1),
29 96.79 ± 0.91 (2σ ; MSWD = 3.5) and 94.68 ± 0.71 (2σ ; MSWD = 0.95) at the 2σ confidence
30 level with a subtle decrease of ages from the mafic to felsic sample compositions,
31 indicating a protracted and possibly pulsed magmatic events formed the Caleu pluton.
32 Zircon grains from the uppermost zone of the pluton, where the QMDZ is emplaced, have
33 the highest REE and HFSE contents. Zircon crystallization temperatures oscillate between
34 680 and 850°C , regardless of the zircon age and sample composition. Numerical modeling
35 indicates that the melts from which the zircon crystallized are highly crystalline (66–89 vol.
36 % crystal) and resemble MGZ in composition. Time-dependent thermal models were
37 performed to account for the preservation of residual melts for time intervals consistent
38 with those of zircon crystallization. The following scenarios for the late-stage development
39 of the Caleu pluton were considered: the lithological zones represent magma pulses
40 assembled either (i) simultaneously (and cooled independently), or (ii) incrementally; and
41 (iii) residual melt extraction by diking, providing upward heat and mass transfer to the
42 levels where the samples were collected. The first two scenarios do not preserve residual
43 melts for intervals as long as the observed in GZ (2.6 Myr) unless a geothermal gradient of
44 $>105^\circ\text{C}/\text{km}$ existed prior to the emplacement or an extremely thick magma reservoir is

45 considered. The third scenario is more favorable because it could provide high enough
46 thermal sustain to allow the preservation of residual melts above the solidus temperature
47 depending on: (i) dike width, (ii) melt extraction velocity and (iii) dike density distribution
48 (DDD; vol. % dike). The preservation of residual melts is strongly favored by high
49 extraction velocities regardless of the dike width and DDD. For a dike width of 0.2 m and a
50 DDD of 10%, consistent with field observations, an extraction velocity of 300 m/yr is
51 required to maintain the upper mush zone above 700°C. The melt extraction would have
52 occurred as successive events allowing the development of the protracted late magmatic
53 stage of the Caleu pluton.

54 **KEYWORDS:** Caleu pluton, zircon U-Pb dating, magma extraction by diking, thermal
55 modeling, crystal mush.

56

57

1. Introduction

58 In the last decade, the time-scale for pluton construction has been unraveled by U-Pb zircon
59 ages that show highly variable time intervals from tens of thousands of years for small
60 intrusions (e.g., Michel et al., 2008), to more than 10^6 years for large bodies (e.g., Glazner,
61 et al., 2004; Coleman et al., 2004; Miller et al., 2007; Diaz Alvarado, et al., 2013). The
62 large intervals of pluton construction could have resulted from the amalgamation of magma
63 increments with distinct ages (Michel et al., 2008; Glazner et al., 2004; Parada et al.,
64 2005b; Miller C. et al., 2011; Annen, 2011; Bergantz, 2000; Paterson and Vernon, 1995,
65 Díaz Alvarado et al., 2013; Barbonni et al., 2013; Matzel et al., 2006; Walker et al., 2007;
66 Miller et al., 2011), producing longer magma residence in the crust than those calculated
67 from thermal modeling (e.g., Glazner et al. 2004). The systematic zircon U-Pb ages
68 recorded in many plutons have contributed to the understanding that their anatomy resulted
69 from incrementally continuous magma batches that allowed melt preservation at the time of
70 the new injection (Wiebe and Collins, 1998; Annen et al., 2006; Annen, 2001; Gelman et
71 al., 2013b) or as a consequence of incremental growth once the preceding pulse was
72 solidified (Michel et al., 2008; Glazner et al., 2004). Additionally, many multiple-pulse
73 magma systems could give rise to a large volume of volcanic products as a consequence of
74 rejuvenation of crystal-rich melts by replenishment of fresh and hot magma (Claiborne et
75 al., 2010a, b; Huber et al., 2010; Miller et al., 2011; Huber et al., 2011; Burgisser and
76 Bergantz, 2011; Díaz-Alvarado et al., 2013; Peytcheva et al., 2008; Gelman et al., 2013b).

77 A more complete late history of a magmatic system could be addressed through zircon
78 studies, including conditions of crystallization and geochronology. In fact, zircon has
79 become a clue petrogenetic phase due to the well-known zircon crystallization (Watson et

80 al., 2006; Ferry and Watson, 2007) and saturation thermometers (Watson and Harrison,
81 1983; Boehnke et al., 2013), oxybarometry calibrations (Ballard et al., 2002; Trail et al.,
82 2011; Burnham and Berry 2012; Trail et al., 2012), its sluggish intracrystalline diffusion
83 rates (Cherniak and Watson 2007; Cherniak et al., 1997a, b), the high closure temperature
84 of the ^{206}Pb - ^{238}U isotopic system (Cherniak and Watson, 2001), the well-known elemental
85 concentrations (Hoskin and Schaltegger, 2003; Belousova, 2002; Hanchar and van
86 Westrenen, 2007) and zircon/melt partition coefficients (Fujimaki, 1986; Thomas et al.,
87 2002; Sano et al., 2002; Nagasawa, 1970).

88 In this study, we present the LA-ICPMS zircon U-Pb ages of distinct lithological zones of
89 the Upper Cretaceous Caleu pluton within the central Chilean coastal cordillera (Figure
90 6.1a). Because a proper interpretation of the U-Pb zircon ages is crucial to understand the
91 late-stage pluton construction, our efforts will be focused on unraveling the conditions of
92 zircon crystallization by combining zircon geochemistry and whole-rock composition. For
93 this purpose, a numerical solution is developed to estimate the composition and degree of
94 the crystallinity of the zircon crystallizing melts. Particular attention will be paid to the
95 plausible mechanisms that cause the wide range of zircon ages and temperatures at the
96 sample-scale (e.g., Miller et al., 2011) by thermal modeling. Our results favor a scenario of
97 incremental pluton growth in which residual zircon-crystallizing melts were successively
98 extracted from a crystal mush (e.g., Miller et al., 2007; Huber et al., 2009; Dufek and
99 Bachmann, 2010; Burgisser and Bergantz, 2011) by vertical dikes.

100 **2. The caleu Pluton**

101 The Caleu pluton is located in the easternmost and youngest plutonic belt of the Coastal
102 Batholith of central Chile (~33°S), and belongs to the extensive Early Cretaceous

103 magmatic province of north-central Chile. It roughly corresponds to a medium-grained
104 dioritic to granitic body (Parada et al., 2002, 2005a, b), exhibiting ~1,400 m of vertical
105 exposures. It is emplaced into a tilted (30–40°E) and thick volcano-sedimentary succession
106 (Figure 6.1a) (Vergara et al., 1995) that includes the Upper Jurassic volcano-sedimentary
107 Horqueta Formation and the following Lower Cretaceous formations: Lo Prado, Veta
108 Negra and Las Chilcas. The western and southwestern margins of the pluton are delimited
109 by fault contacts with the Lo Prado and Veta Negra formations and the La Campana stock,
110 an older (Parada and Larrondo, 1999), small body of medium-grained cumulate gabbro
111 (Molina et al., 2013). The eastern margin is delimited by an intrusive contact with the Las
112 Chilcas Formation. A remnant of the roof is preserved in the eastern portion of the pluton,
113 approximately 1,200 m lower than the highest peak of the pluton, located in the central
114 part, suggesting dome-shape geometry, which is consistent with the lobe-like structures
115 defined by magnetic foliations (Parada et al. 2005b). A depth of approximately 7 km (~2
116 kb) was estimated for the late hornblende crystallization of samples of the upper levels of
117 the intrusion (Parada et al. 2002). Deeper conditions of ≥ 14 km (≥ 4 kbar) were estimated
118 from the early magmatic epidote crystallization (Parada et al., 2002).

119 The Caleu pluton is formed by four N-S elongated lithological zones, covering an area of
120 ~240 km²: the Gabbro-Diorite Zone (GDZ), the Quartz-Monzodiorite Zone (QMDZ), the
121 Granodiorite Zone (GZ) and the Monzogranite Zone (MGZ) (Figure 6.1). The GDZ
122 primarily occupies an eastern position, although there are some outcrops below the GZ of
123 the south-central part of the pluton totaling ~140 km². The GDZ includes coarse-grained
124 gabbros, diorites and quartz-monzodiorites (51–62% SiO₂), locally exhibiting ortho- and
125 meso-cumulate oriented plagioclase and sub-ophitic pyroxene and interstitial K-feldspar.

126 The color index varies between 18 and 30. Clinopyroxene, hornblende and biotite are
127 dominant mafic phases and apatite, magnetite, ilmenite, zircon and magmatic epidote are
128 accessory phases. Felsic dikes of approximately 0.25 m thickness are commonly observed
129 (Figure 6.3a). The GZ (62–66 wt. % SiO₂) occupies ~62 km² of the lower part of the Cerro
130 el Roble (Figure 6.1a, b) and consists of fairly homogenous biotite, amphibole and minor
131 pyroxene granodiorites. Apatite, magnetite, zircon, sphene, and magmatic epidote occur as
132 accessory phases. This lithological zone exhibits a progressive increase in color index and
133 grain size towards the GDZ. Subspheric and rounded microdioritic/gabbroic enclaves
134 ranging from 5–70 cm in diameter are locally abundant at the upper part of the GZ, close to
135 the subhorizontal transitional boundary with the QMDZ. Quartz-monzodiorites and minor
136 Quartz-monzonites compose the QMDZ (56–65 wt. % SiO₂), which covers an area of ~8
137 km². Hornblende, biotite and magnetite commonly occur as crystal clots, and
138 clinopyroxene occurs as cores in hornblende crystals. Apatite, magnetite, titanite and
139 zircon are accessory phases. The transition from the GZ to the QMDZ is detailed in a
140 vertical profile below. The MGZ occupies ~30 km² to the west of the GZ and consists of
141 hornblende-biotite leucogranodiorites and granites (69–71 wt. % SiO₂). There is an
142 eastward intrusion of a leucogranite sill from the MGZ into the GZ and GDZ (Figure 6.1a,
143 b). The modal mineralogy includes medium-grained plagioclase and hornblende
144 phenocrysts as aggregates surrounded by an equigranular intergrown of fine-grained
145 quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite and minor magnetite. Common accessory minerals
146 are magnetite, titanite, zircon and allanite.

147 A U-Pb age in zircon of 94.2–97.3 Ma was previously determined, concordant with the
148 cooling ages of 94.9±1.8 and 93.2±1.1 Ma obtained from the ⁴⁰Ar/³⁹Ar step-heating plateau

149 ages on amphibole, biotite and plagioclase of the four lithological zones (Parada et al.,
150 2005a), placing the Caleu pluton emplacement and cooling during the transition from a
151 rifted to a compressional regime of the Early Cretaceous continental margin of central
152 Chile (Parada et al., 2005a). Unlike the preceding plutons (Mid-Jurassic and Paleozoic
153 granitoids) and volcanic rocks of the same coastal range segment, the Caleu pluton has the
154 more primitive Sr-Nd isotope composition (ϵ_{Nd} between +5.1 and +6.5; Parada et al. 2002,
155 2005a), implying a MORB-like dominated source of the Caleu pluton, a product of the
156 progressive removal of the mantle lithosphere as a result of continuous asthenospheric
157 upwelling during extension (Parada et al. 2005a).

158 **3. Sampling preparation, analytical techniques and procedures**

159 A total of 28 samples collected in a 1 km vertical profile along the Cerro El Roble were
160 crushed and pulverized to at least 95% minus 200 meshes. Subsequently, the samples were
161 mixed with lithium metaborate/tetraborate combined in an induction furnace, then poured
162 into a solution of 5% nitric acid containing an internal standard and mixed continuously
163 until completely dissolved. Major and trace element analyses were obtained using ICP-
164 emission spectrometry and ICP-MS, respectively, at the Activation Laboratories Lds.,
165 Ancaster, Ontario, Canada; FeO values were determined through titration (using potassium
166 dichromate as the titrating agent) via a cold acid digestion of ammonium metavanadate and
167 hydrofluoric acid. Four samples of the Caleu pluton were collected for LA-ICP-MS U-Pb
168 zircon geochronology and geochemistry (Figure 6.1a, b): CR06 (diorite from GDZ), CR09
169 (granodiorite of the GZ), CR13 (quartz-monzodiorite of the QMDZ), and CR15
170 (monzogranite of the MGZ).

171 The procedures for zircon separation consisted of sample crushing and grinding followed
172 by zircon concentration via the Wilfley table, magnetic sorting, heavy liquid, and hand
173 picking at the Laboratory of Samples Preparation, Department of Geology, University of
174 Chile. Cathodoluminescence images were acquired for 77 zircon grains, using a Quanta
175 400 FEG high resolution emission field environmental SEM connected to an Oxford
176 INCA350 EDS and a Gatan Mono CL3+ system with 10kV imaging conditions and 6.7 nm
177 spot size. U-Pb isotopes and trace elements were simultaneously analyzed at the State Key
178 Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources (GPMR), China University of
179 Geosciences, Wuhan, using an Agilent 7500a ICP-MS apparatus coupled with a GeoLas
180 2005 laser-ablation system with a DUV 193 nm ArF-excimer laser (MicroLas, Germany).
181 Detailed analytical procedures and data reduction are available in Liu et al. (2008; 2010)
182 and are briefly summarized here. A spot size of 32 μm was used for all analyses. Argon
183 was used as the make-up gas and mixed with the carrier gas (helium) via a T-connector
184 before entering the ICP. Nitrogen was added into the central gas flow (Ar + He) of the Ar
185 plasma to decrease the detection limit and improve precision, which increases the
186 sensitivity for most elements by a factor of 2 to 3 (Hu et al., 2008). Each analysis
187 incorporated a background acquisition of 20–30 s (gas blank) followed by 50 s data
188 acquisition. Zircon 91500 was used as a calibration standard for mass discrimination and
189 U-Pb isotope fractionation. The time-dependent drift of U-Th-Pb isotopic ratios were
190 corrected using a linear interpolation (with time) for every five analyses according to the
191 variations of 91500. The preferred U-Th-Pb isotopic ratios used for 91500 are from
192 Wiedenbeck et al. (1995). The precision and accuracy of U-Pb dating with this technique
193 have been evaluated by comparison with TIMS data of the zircon standard GJ-1 (Jackson
194 et al., 2004). Off-line selection and integration of background and analyzed signals, time-

195 drift correction and quantitative calibration for trace element analyses and U-Pb dating,
196 were performed using ICPMSDataCal (Liu et al., 2008, 2010). The uncertainties of
197 preferred values for the external standard 91500 were propagated into the ultimate results
198 of the samples. Concordia diagrams and weighted mean calculations were made using
199 Isoplot/Ex_ver3 (Ludwig, 2003). Errors associated with individual analyses are quoted at
200 the 1 σ confidence level.

201 **4. Results**

202 *4.1 Vertical compositional variations of the upper level of the pluton*

203 The ~1,000 m of vertical pluton exposure along the Cerro El Roble (Figure 6.1a, b)
204 allowed us to observe the upward lithological and geochemical variations within the
205 pluton. Previous studies have detected vertical compositional gradients along this profile,
206 although the compositions of plagioclase and mafic minerals do not substantially vary
207 (Parada et al., 2002; 2005b). Based on a systematic sampling, spaced by approximately
208 40–70 m in the vertical dimension, we here define a vertical compositional change from
209 the GZ to the QMDZ indicated by a boundary at ~1,650 m.a.s.l. (Figure 6.2). This
210 boundary is marked by an upward decrease of SiO₂ and Na₂O contents together with an
211 increase, in concentrations and dispersion, of MgO, CaO, Zr, compatible trace element
212 contents (e.g., V and Sc) and CaO/(Na₂O+K₂O) ratios (Figure 6.2).

213 The exposures of the GZ from 1,200 to 1,650 m.a.s.l. consist of medium- to coarse-grained
214 biotite-hornblende granodiorites with a color index of approximately 16. Plagioclase
215 crystals are slightly sericitized and commonly surrounded by a mosaic-like intergrowth of
216 quartz and perthitic K-feldspar, and symplectite quartz. Modal content of hornblende and
217 partially chloritized biotite are variable, with Bt/Hbl ratios between 0.5 and 2. These mafic

218 minerals commonly form glomerocrysts (crystal aggregates) with opaque and minor
219 acicular actinolite. Clinopyroxenes are the less common (2% modal proportion) mafic
220 minerals [$Cpx/(Hb+Bt) = 0.01-0.15$; average: 0.06] and are commonly uralitized. Acicular
221 apatite and prismatic zircon are found as accessory phases. Fine-grained microdioritic
222 mafic enclaves are subspheric and rounded, reaching 70 cm in diameter, are ubiquitous
223 along this profile and occur in variable proportions between 4 and 13 enclaves/m²,
224 reaching their maximum amount at ~1,610 m.a.s.l, close to the compositional boundary
225 with the QMDZ. Granitic dikes and veins of variable thickness (Figure 6.3b, c) from a few
226 centimeters to 50 cm thick occupy approximately 5–10 vol. % of the GZ.

227 The QMDZ crops out from 1,650 m.a.s.l. to the top of the Cerro el Roble (2,200 m.a.s.l.),
228 consisting of medium-grained biotite-hornblende quartz-monzodiorites and quartz-
229 monzonites with a color index similar to the GZ, and more variable Bt/Hb ratios (between
230 0.13 and 9). Modal contents of up to 8% of the uralitized clinopyroxenes have been
231 detected [$(Cpx/(Hb+Bt) = 0.06-1.05$; average: 0.3]. Glomeroporphiric aggregates of
232 biotite and amphibole, surrounded by an interstitial graphic intergrowth of perthitic K-
233 feldspar and quartz, are commonly observed. Apatite, magmatic epidote and zircon are
234 found as accessory phases. Aplitic and coarse-grained granitic dikes of ~20–40 cm thick
235 are randomly distributed in the upper part of this zone (Figure 6.3d). Elliptic microdioritic
236 enclaves up to 40 cm. long are widely distributed (average 5 enclaves/m²) but roughly
237 exhibit an upward increase from ~0.25 to ~10 enclaves/m². The modal mineralogy of the
238 enclaves primarily consists of abundant plagioclase and minor clinopyroxene and
239 hornblende.

240 *4.2 Zircon morphology*

241 We use the Pupin et al. (1980) typological classification of zircon grains, according to their
242 morphologies and aspect ratios (Figure 6.4), which could be attributable to their
243 crystallization conditions and cooling rates (Corfu et al., 2003). GDZ zircon grains
244 correspond to S7, S8 and S9 shapes (Figure 6.4a), showing $\{100\}<\{110\}$ prismatic forms
245 and a great variety of pyramidal shapes. Cathodoluminescence images show that the size of
246 the analyzed GDZ zircons is slightly variable, being the largest crystals of the studied
247 samples (up to 500 μm) with relatively low aspect ratios. The zircon crystals of the GDZ
248 commonly exhibit complex concentric zoning and rounded shapes, some of them showing
249 discontinuities with internal overgrowths, evidencing multi-stage growth and resorption
250 events. Zircon grains of the GZ samples, classified as S10 and P1 types (Figure 6.4b), are
251 the smallest crystals (averaging $\sim 200 \mu\text{m}$) found in all studied zircons of the Caleu pluton,
252 exhibiting relatively equant shapes and low aspect ratios. Thin concentric overgrowth rims
253 characterize the GZ zircon grains that differ from the fairly homogeneous acicular and
254 tabular zircon crystals of the QMDZ sample. QMDZ zircons exhibit well-preserved
255 subhedral to euhedral shapes with prismatic ($\{100\}<\{110\}$, $\{100\}=\{110\}$) and pyramidal
256 ($\{101\}>>\{211\}$) faces (P1 types, Figure 6.4c). QMDZ zircons are commonly unzoned and
257 have the highest aspect ratio of all of the studied samples. The morphologies of MGZ
258 zircons correspond to P2 and S5 types (Figure 6.4d) and resemble those of the QMDZ
259 zircons but with slightly lower aspect ratios and poorly developed internal zoning and
260 overgrowths.

261 Irrespective of their morphology, most zircon grains form part of the interstitial quartz-
262 feldspar intergrowth, or as inclusions in late biotite and hornblende.

263 **4.3 Zircon geochronology and geochemistry**

264 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dating on magmatic zircon (selected data in Table 1; complete data list in
265 Supplementary Data I) rims and cores, excluding those discordant ages (less than 10%
266 concordance), indicates relatively clustered ages on the concordia diagram, without
267 significant evidence of lead loss (all ellipses lie on the Concordia) or inheritance of older
268 grains (Figure 6.5a). The weighted average ages at the 2σ confidence level are 99.72 ± 0.97
269 (n=21; MSWD 2.2), 96.8 ± 1.1 (n=20; MSWD 3.1), 96.79 ± 0.91 (n=18; MSWD 3.5) and
270 94.68 ± 0.71 (n=18; MSWD 0.95) for GDZ, GZ, QMDZ and MGZ samples, respectively.
271 These results are consistent with the previous single-grain U-Pb zircon dating of 94.2–97.3
272 Ma (Parada et al. 2005). Most of the zircon U-Pb ages presented here were obtained in
273 crystal rims, with the exception of a few ages obtained in cores of complexly zoned and
274 resorbed zircons of the GDZ (Figure 6.4a). The core ages are overlapped with the ages of
275 the respective rims. Taking all of the *in situ* zircon ages of the studied samples, a protracted
276 zircon crystallization is evidenced with a subtle decrease of ages from mafic to felsic
277 sample compositions (Figure 6.5b). Each sample records a nearly similar time interval of
278 protracted zircon crystallization that is bracketed as follows: 112–90, 105–90, 101–92 and
279 102–88 Ma for the GDZ, GZ, QMDZ and MGZ samples, respectively.

280 Selected chemical compositions of zircons of the studied samples are listed in Table 2 (a
281 complete data list is included in Supplementary Data I). All analyzed zircons of the Caleu
282 pluton show the typical REE patterns of unaltered igneous zircons (Hoskin and
283 Schaltegger, 2003), showing an increase of chondrite-normalized element concentrations
284 from La to Lu, and positive Ce and negative Eu anomalies (Figure 6.6a). Zircons of the
285 QMDZ sample have the highest total REE contents (Figure 6.6b). Ti contents of zircons of
286 the four samples are bracketed between 4.62 and 31.59 ppm.

287 Th/U ratios of almost all zircons are higher than 0.5 and have a maximum of 1.33 (Table
288 2), which is indicative of a magmatic origin (Hoskin and Schaltegger, 2003) because
289 metamorphic zircons commonly have Th/U ratios <0.07 (Rubatto, 2002). Zr/Hf ratios of
290 all analyzed zircons of the Caleu pluton are between approximately 36–54, and HfO₂
291 values are in a restricted range of 0.97–1.69, averaging 1.95, 1.26, 1.23 and 1.2, for the
292 GDZ, GZ, QMDZ and MGZ zircons, respectively. These HfO₂ and Zr/Hf contents are
293 thought to be indicative of late zircon formation (Wang et al., 2010).

294 ***4.4 Temperatures of zircon saturation and crystallization***

295 Because zircon saturation thermometry is restricted to felsic melts, the zircon saturation
296 temperature (T_{sat}) was calculated only for the GZ, QMDZ and MGZ whole-rock
297 compositions. We use the calibration of the zircon solubility model of Boehnke et al.
298 (2013), given as: $\ln(D_{Zr}) = \frac{10108 \pm 32}{T(K)} - (1.16 \pm 0.15)(M - 1) - (1.48 \pm 0.09)$. Most of
299 the MGZ samples have saturation temperatures between 750 and 870°C, whereas the GZ
300 and QMDZ samples exhibit a temperature cluster at approximately 770°C (Figure 6.7). On
301 the other hand, to calculate the temperatures of zircon crystallization we use the Ti-in-
302 zircon thermometer of Ferry and Watson (2007); a proper application of this thermometer
303 requires estimations of the a_{TiO_2} and a_{SiO_2} of the melt at time of zircon formation. We
304 consider an a_{SiO_2} of ~1 because quartz is a ubiquitous late magmatic phase in all of the
305 studied samples. Conversely, to estimate the a_{TiO_2} we use the rutile saturation thermometer
306 of Hayden and Watson (2007). The results indicate that rutile would have crystallized prior
307 to zircon formation (at a slightly higher temperature), thus a fixed a_{TiO_2} of ~1 is estimated
308 (see Supplementary Data II), resulting in a negligible offset between these two

309 thermometers. Therefore, to calculate the temperatures of the zircon crystallization we use
310 the Watson et al. (2006) calibration, given as:

$$311 \quad \log(Ti_{zrn}) = (6.01 \pm 0.03) - (5080 \pm 30)/T(K) \quad (1)$$

312 Most of these temperatures are somewhat lower than the respective T_{sat} , and clustered in
313 the range of 850–700°C for GDZ, 720–770°C for the GZ and QMDZ and 750–850°C for
314 the MGZ zircons (Figure 6.7).

315 Zircons from the GDZ sample display the widest temperature range of zircon crystallization
316 (approximately 719–850°C), where temperatures >800°C correspond to cores of complexly
317 zoned {110}<{100} subhedral zircon prims, which are similar to those zircon crystals
318 considered as resulting from crystallization in pools of highly fractionated interstitial melts
319 (Corfu et al. 2003).

320 ***4.5 The composition of the zircon crystallizing melts: a numerical approach***

321 A mass distribution numerical approach is presented to calculate the composition of the
322 zircon-crystallizing residual melts for each sample. We develop a coupled trace and major
323 element simulation to determine the necessary zirconium concentration to saturate the
324 residual melt and crystallize zircon. The Zr content of the zircon-crystallizing melt was
325 obtained from the Boehnke et al. (2013) equation (see above) at the crystallization
326 temperatures reported here. The M values (Table 3) were determined from the calculated
327 major element melt composition obtained from the MELTS software (Asimow and
328 Ghiorso, 1998; Ghiorso and Sack, 1995). The simulation reproduces equilibrium
329 crystallization from initial melts composition corresponding to the most primitive sample
330 of each lithological zone at 2 kbar pressures and an assumed QFM+1 buffer conditions.

331 The distribution of Zr between the residual melt and crystallizing silicates was obtained
332 from numerical solutions (MATLAB R2010a software) at 0.5° temperature steps. The end
333 of the simulation was imposed when the T_{sat} of the residual melts equaled the following
334 maximum temperature of zircon crystallization: 803, 811, 782 and 826°C for the GDZ, GZ,
335 QMDZ and MGZ zircons, respectively. The calculated melt compositions, in terms of Zr
336 and SiO₂ contents and M values, as well as the crystallinity of the melts at the onset of
337 zircon crystallization, are given in Table 3. With the exception of the MGZ zircons, the
338 GDZ, GZ and QMDZ zircons would have been derived from a highly crystalline mush
339 (66–89 % crystal) or rigid sponge as in Miller et al., (2011) with a composition similar to
340 the MGZ (Figure 6.8) whole rock analyses. The MGZ zircons would have crystallized
341 from comparatively more silicic and Zr-depleted melts (Figure 6.8), possibly as a
342 consequence of melt extraction after crystallization of other Zr-bearing silicates
343 (amphibole and/or titanite; Bea et al., 2006). It is noteworthy that the SiO₂ content of the
344 calculated MGZ zircon crystallizing melts (Figure 6.8) is similar, but Zr depleted,
345 compared to that obtained in the available felsic dike sample composition (Supplementary
346 Data I).

347 **5. Time-dependent thermal modeling for mechanisms of** 348 **protracted late stage zircon crystallization**

349 Considering that the capacity of preserving residual melts strongly depends on the
350 mechanism of reservoir construction (e.g., Glazner et al., 2004; Costa, 2008; Tappa et al.,
351 2011; Gelman et al., 2013b; Annen 2011), the large range of zircon crystallization
352 temperatures and ages recorded in each sample (Figure 6.9) impose the question of whether
353 zircons were formed *in situ* from slowly cooled residual melts or from liquids extracted

354 from a mush by diking during long periods of time. We develop a finite-element method
355 based on thermal simulations using COMSOL Multiphysics® to assess if the magma
356 reservoir was formed as either independent pulses assembled simultaneously or
357 incrementally, and if it could develop a thermal structure favorable for melt preservation. In
358 addition, thermal perturbation derived from heat transfer by upward melt extraction by
359 diking is also assessed as a mechanism for sustaining residual melts for long time intervals.

360 The three scenarios were tested by numerical modeling to reproduce the thermal conditions
361 necessary to preserve melts at the temperature and time intervals of zircon crystallization.
362 These intervals are provided by the highest and lowest temperatures of zircon
363 crystallization, and the minimum time ranges recorded in the spot ages of three of the
364 studied samples (GDZ: 185°C, 1.3 Myr; GZ: 180°C, 2.6 Myr and QMDZ: 100°C, 1.6 Myr.;
365 see inset in Figure 6.9). The MGZ sample was excluded because the zircon ages are fully
366 overlapped.

367 **Basis and initial conditions**

368 Whichever mechanism, the thermal evolution of a magma system depends on several
369 factors such as the initial temperature of the magma, latent heat of the crystallizing phases,
370 within-reservoir convection, depth of emplacement, thermal gradient before intrusion and
371 nature of the country rocks (Annen et al., 2006; Annen, 2011; Gelman et al., 2013b). A
372 simple conductive thermal model approach is considered because of the lack of constrains
373 of magma flux inputs in the Caleu pluton and a detailed geometry of the reservoir. The
374 modeled Caleu pluton reservoir has a cylindrical shape where each lithological zone was
375 represented as independent contiguous chambers (see Supplementary Data III). The

376 simulations were performed taking into account the position of the samples with respect to
377 the margins of the pluton because the proximity to them implies a fast cooling.

378 A reservoir thickness of approximately 7 km was estimated from the pressure conditions of
379 late hornblende and early magmatic epidote crystallization (Parada et al., 2002). Heat
380 transfer in a flowing magma that includes latent heat of the crystallizing phases is obtained
381 from Gutiérrez and Parada (2010):

$$382 \quad \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + \rho C_p \vec{u} \cdot \nabla T = \nabla(k \nabla T) + \rho L \frac{\partial X}{\partial t} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2)$$

383 where ρ is density, C_p is heat capacity, T is temperature, t is time, u is the magma velocity,
384 L is latent heat, k is heat conductivity and X is the exsolved phase fraction (see
385 Supplementary Data III for details). Density, heat capacity and the phase fraction were
386 calibrated with temperature by using MELTS software (Ghiorso and Sack, 1995).
387 Temperature-dependent heat conductivity is considered following the thermal diffusivity of
388 Whittington et al. (2009). We use a high latent heat of the cooling magma consistent with
389 the observed high modal abundance (10 vol %) of magnetite, which has a latent heat as
390 high as 650 kJ/kg.

391 Initial compositions equivalent to the whole-rock geochemistry of the sample with the
392 lowest silica content of each lithological zone (Table 3) were selected. An initial reservoir
393 temperature of 1,174°C, which corresponds to the liquidus temperature of the GDZ given
394 by MELTS, was assumed. Oxygen fugacity conditions of the QFM+1 buffer were
395 considered.

396 *5.1 Results of the conductive thermal model for magma pulses assembled*
397 *simultaneously and incrementally*

398 In this scenario the cooling rate of the magma body strongly depends on the thermal
399 conditions of the host rocks (Annen and Sparks, 2002), therefore the simulations were
400 performed using different geothermal gradients before intrusion (Figure 6.10). For
401 example, with an estimated geothermal gradient of 45°C/km prior to the Caleu pluton
402 emplacement (Aguirre et al., 1999), the simulation reproduces the ~185°C temperature
403 interval of zircon crystallization of the GZ sample (Figure 6.10) in ~0.1 Myr of cooling.
404 This interval is 26 times shorter than the 2.6 Myr interval estimated for the GZ zircon
405 crystallization (inset in Figure 6.9). Consequently, extremely high geothermal gradients
406 before intrusion are necessary to reproduce the large time and temperature intervals of
407 zircon crystallization obtained in this study. Our results indicate that a geothermal gradient
408 before intrusion of $\gg 105^\circ\text{C}/\text{km}$ is necessary to preserve the GDZ and GZ residual melts
409 during the recorded time elapsed for the zircon crystallization of 1.3 and 2.6 Myr,
410 respectively (Figure 6.10).

411 Alternatively, a progressively high geothermal gradient can be obtained in the arc crust
412 from incremental emplacement of magma batches, and the resulting temperatures of the
413 surrounding country rocks could be exceptionally high (e.g., Annen, et al., 2006; Gelman et
414 al., 2013b). For that reason we performed thermal simulations that consider the reservoir
415 construction by successive sill emplacement of 200 m thickness at a given injection rate
416 using a 2D axisymmetric cylindrical geometry of a 10 km thick reservoir with a 10 km ratio
417 at a depth of 5 km (i.e., similar to the estimated volume of the Caleu pluton). Because as the
418 emplacement rate increases the time of emplacement decreases and the cooling interval
419 increases, we perform two simulations using low and high emplacement rates of 3.18×10^{-3}

420 km³/yr and 1.57×10⁻² km³/yr, respectively. A low emplacement rate of 3.18×10⁻³ km³/yr
421 was selected because it allows the minimum thermal conditions to be constrained for
422 preserving a very small amount of melt at the time of the next injection (see Supplementary
423 Data III for details). Our results indicate that for high and low magma injection rates, the
424 Caleu reservoir construction was completed between 0.2 and 1.0 Ma, and the maximum
425 calculated time interval to preserve the melt above the solidus temperature at the sample
426 sites was ~0.9 and 0.1 Ma, respectively. Based on the low emplacement rate, the minimum
427 thermal condition to preserve melts for 2.6 Ma is numerically reproduced if an extremely
428 thick magma reservoir is considered (>25 km thick; see Supplementary Data III).

429 ***5.2 Results of the thermal model for melt extraction by diking from a highly***
430 ***crystalline (mush) system***

431 Despite the two already discussed scenarios of magma pulse assemblage gave maximum
432 intervals for preserving residual melts shorter than the interval of zircon crystallization,
433 they cannot be ruled out if upward heat and mass transfer by diking took place. Dufek and
434 Bachmann (2010) numerically demonstrated that residual silicic melts have a high
435 probability to be extracted from a mush having a crystallinity between ~50 and 70 vol. % of
436 crystals. Thus, if zircons of the GDZ, GZ and QMDZ crystallized from magmas with a
437 crystallinity of 66–89 vol. % (Figure 6.8; Table 3), the melt extraction could operate.
438 Following this criterion, the majority of the MGZ zircons should have crystallized from
439 non-advected melts. A simple scenario of upward heat and mass transfer by diking through
440 a highly crystalline mush system that extends to the upper levels of the pluton is thermally
441 modeled. This mechanism is strongly supported by the abundance of felsic dikes hosted in
442 the pluton (Figure 6.3) and could explain why the QMDZ exhibits a large dispersion of the

443 whole-rock composition (Figure 6.2) and an anomalously high incompatible trace element
444 content of zircons (Figure 6.6b) with respect to the underlying, more felsic GZ unit.

445 The influence of the following parameters was evaluated: (i) dike width, (ii) extraction
446 velocity and (iii) dike density distribution (DDD) expressed in vol % of dikes. The physical
447 properties of the transported magma (density and viscosity) were derived from the
448 differentiation of the most primitive GDZ sample using MELTS software. The model
449 considers a temperature of 850°C for the initial mush, upward injecting dikes extracted
450 from 2 km below the roof and an initial geothermal gradient of 45°C/km. Simulations were
451 performed with dike widths between 20 cm and 1 m, extraction velocities between 1 m/yr
452 and 1,000 m/yr and DDDs between 2% and 10%. The DDD and width of the dikes were
453 inferred from field observations (Figure 6.3). Because the velocity of the extraction of dikes
454 is not known and the DDD and dike thickness are only locally recorded, our simulation
455 allowed constraining these variables to reheat the Caleu mush system at temperatures
456 necessary to preserve residual melts (>700°C).

457 Results indicate that higher DDDs substantially contribute to the reheating of the mush. For
458 example, for dike systems of 50 cm width and a DDD of 2%, 5% and 10%, a minimum
459 magma extraction velocity of approximately 700, 300 and 100 m/yr is required,
460 respectively, to maintain the mush temperature higher than 700°C at 1 km below the roof
461 (Figure 6.11a).

462 The thermal effect of the extraction velocity is also relevant: thin dikes require higher
463 magma extraction velocities than thick dikes. For example, for a DDD of 10% at 1 km
464 below the roof, a dike system of 20, 50 and 100 cm thick is able to maintain the mush

465 temperature above 700°C if the extraction magma velocities are higher than 300, 100 and
466 20 m/yr, respectively (Figure 6.11b).

467 Finally, the amount of magma transferred by diking with respect to the volume of the Caleu
468 pluton strongly depends on the magma extraction velocity. For example, for DDDs of 2%,
469 5% and 10%, and a velocity of 100 m/yr, the amount of advected magma during 1Myr is
470 extremely high, exceeding the volume of the pluton (see Supplementary Data III). We
471 suggest that the magma extraction by dikes should have occurred as successive pulses
472 during the time elapsed for the late-stage crystallization. Consistent with this are the
473 variable temperatures of the zircon crystallization recorded at the sample scale (Figure 6.7
474 and Figure 6.9). The extracted melts that reheat the system could come from interstitial
475 liquids into a rejuvenated mush as a consequence of individual batches of magma extracted
476 successively. Based on the compositional attributes of the MGZ (Figure 6.8), and the fact
477 that the MGZ sample zircons have overlapped spot ages and are crystallized from a low-
478 crystallinity melt (Table 3), from which extraction by diking does not operate, an origin of
479 the MGZ as a result of the accumulation of extracted residual melts is speculated.

480 **6. Conclusions**

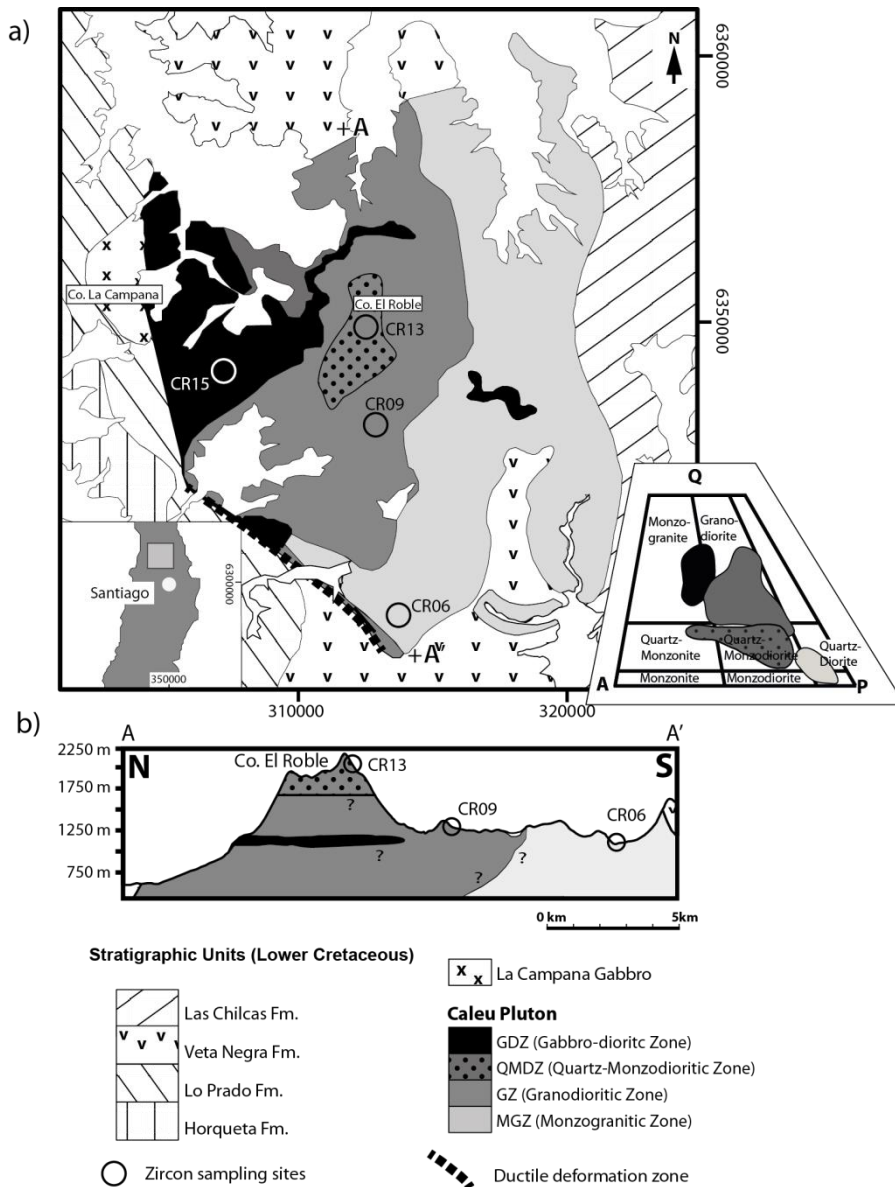
481 Geochronology and geochemistry data of zircons from four samples of the Caleu pluton
482 indicate a large and similar age and temperature interval of zircon crystallization from
483 silicic residual melts, irrespective of the whole-rock composition. A numerical approach
484 indicates that the calculated SiO₂ and Zr (ppm) contents of the zircon crystallizing melts of
485 the GDZ, GZ and QMDZ resemble those of the whole-rock composition of the MGZ.
486 Conductive thermal modeling indicates that the protracted zircon crystallization up to 2.6

487 Myr cannot be solely explained by magma pulses assembled simultaneously or
488 incrementally. Upward heat and mass transfer by diking through a mush system are
489 efficient mechanisms to preserve residual melts for a long time whatever the mechanism of
490 pluton construction (Figure 6.12). This scenario is supported by the abundance of felsic
491 dikes hosted in the pluton and is consistent with the anomalously high incompatible trace
492 element content of zircons of the uppermost sample, and with the large variability of
493 whole-rock composition exhibited by the QMDZ in the upper part of the pluton. It is
494 interesting to note that a large U-Pb zircon spot age dispersion at the sample scale does not
495 necessary derive from analytical uncertainties, but may indicate a geological process of
496 successive events of zircon crystallization as it is recognized in the Caleu pluton. The MGZ
497 could be a testimony of assembled extracted silicic melts.

498 Acknowledgments

499 This work was financed by the CONICYT-FONDAP project 15090013, the Andean
500 Geothermal Centre of Excellence (CEGA), and the M.Sc. CONICYT 221320021 grant. A
501 collaborative grant between the University of Chile and China University of Geosciences,
502 Wuhan, is also acknowledged.

503



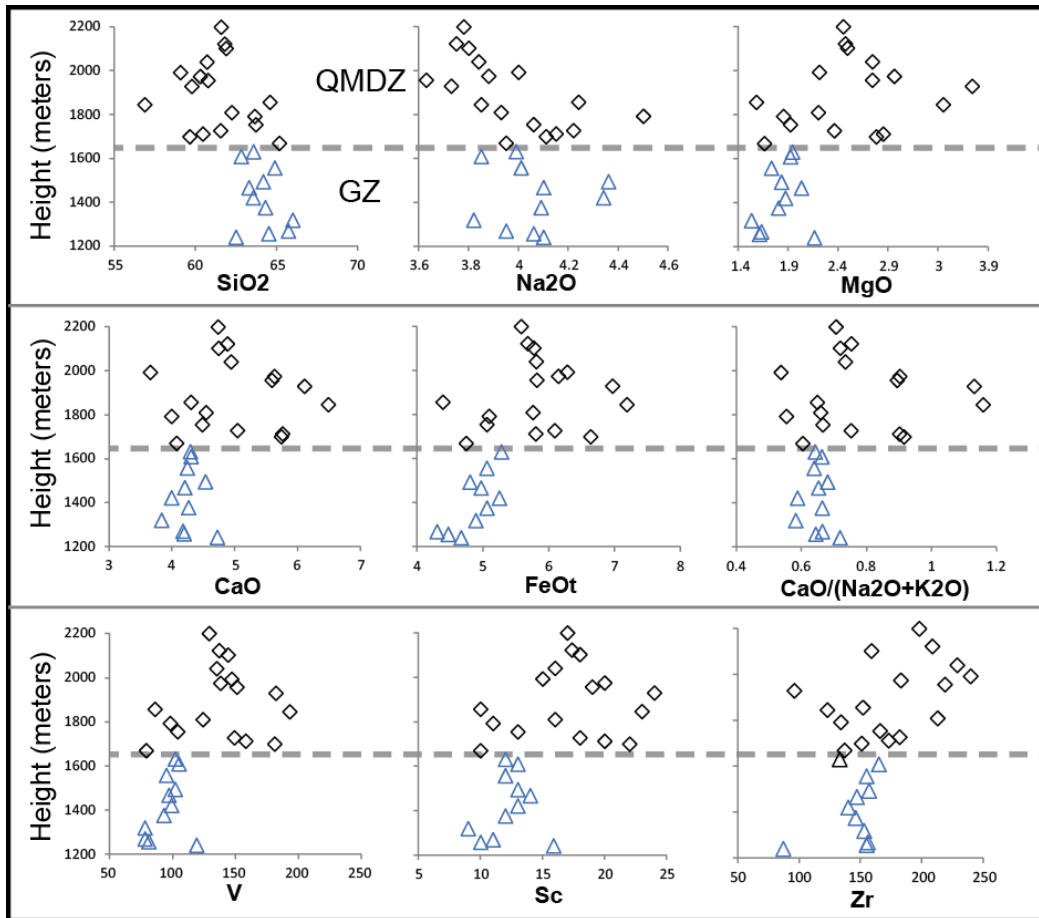
504

505 **Figure 6.1:** a) Geological map of the Caleu pluton (modified from Parada 2005b), consisting
 506 of four N-S elongated lithological zones. Circles indicate zircon sampling locations. b)
 507 Cross-section of the southern half of the pluton and sampling location. The discontinuous
 508 line at ~1650 m.a.s.l. shows the boundary between GZ and QMDZ. Inset shows QAP
 509 classification diagram, after Streckeisen (1976), of the four lithological zones of the pluton.

510

511

512



513

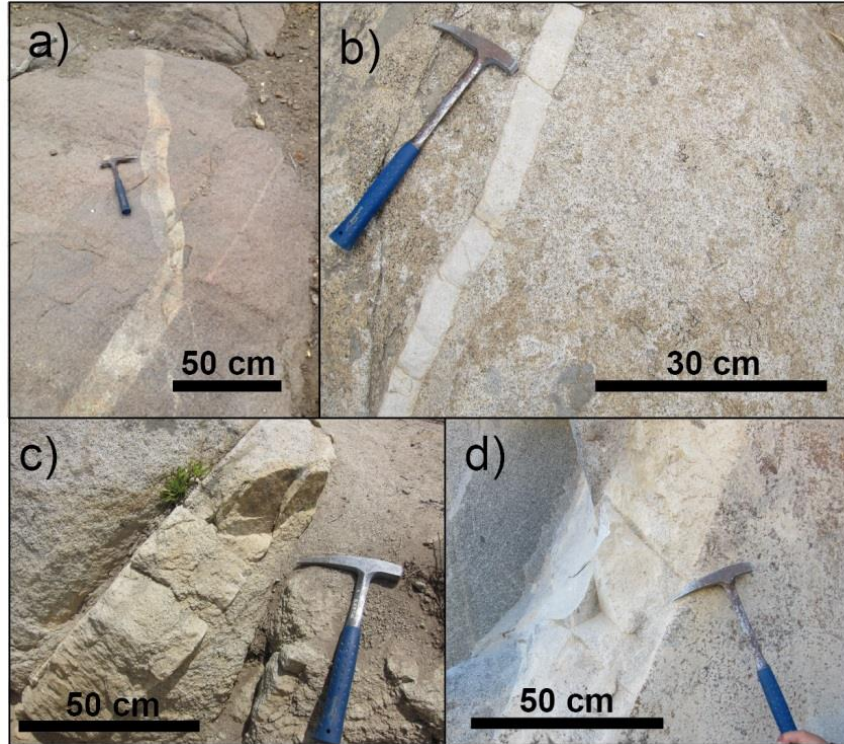
514

515

Figure 6.2: Vertical whole-rock compositional variations of the upper level of the pluton. Dashed line at ~1650 m.a.s.l defines the compositional boundary between GZ (blue triangles) and QMDZ (black diamonds).

516

517



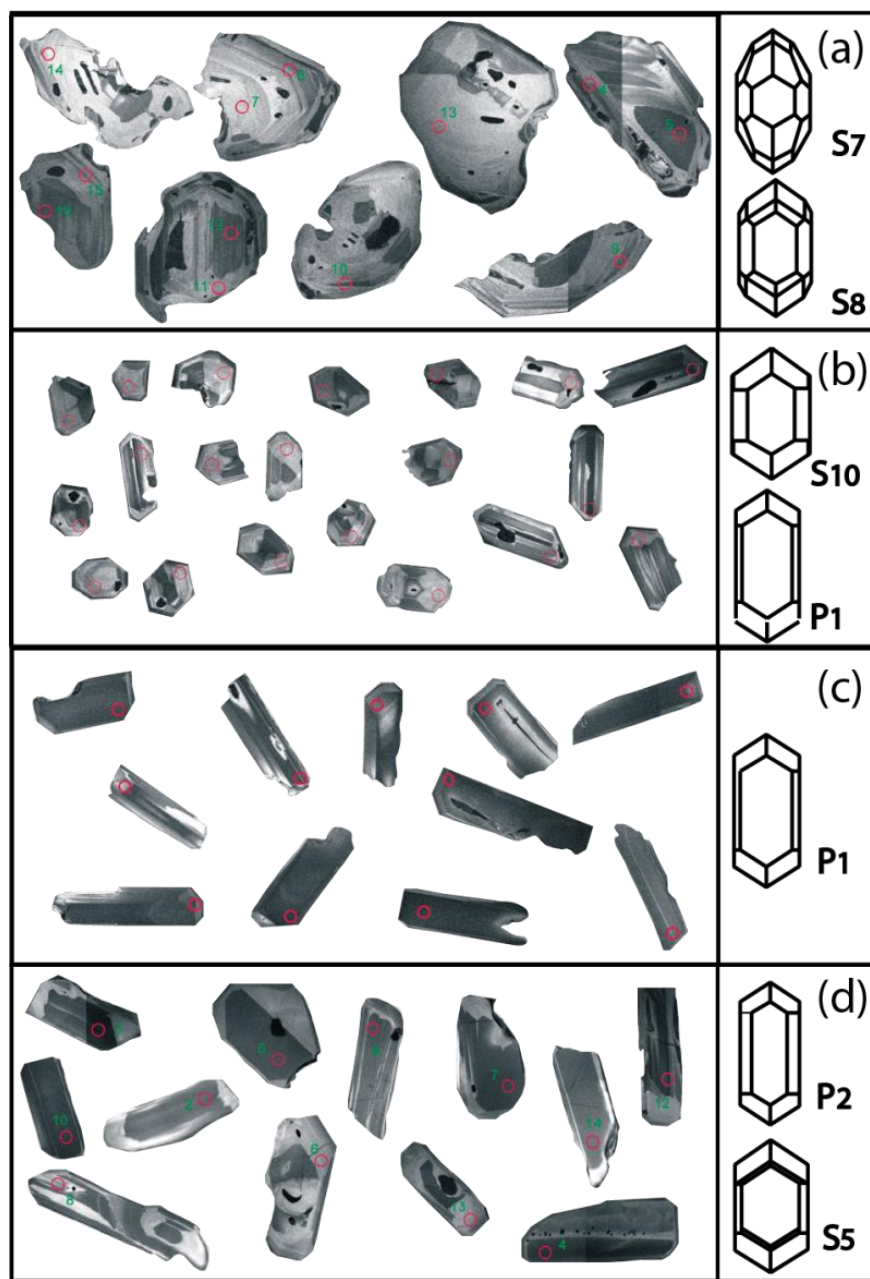
518

519

520

521

Figure 6.3: Granitic felsic dikes of variable thickness hosted in the (a) GDZ, (b) and (c) GZ, and (d) QMDZ.



— 100 μm

522

523

524

525

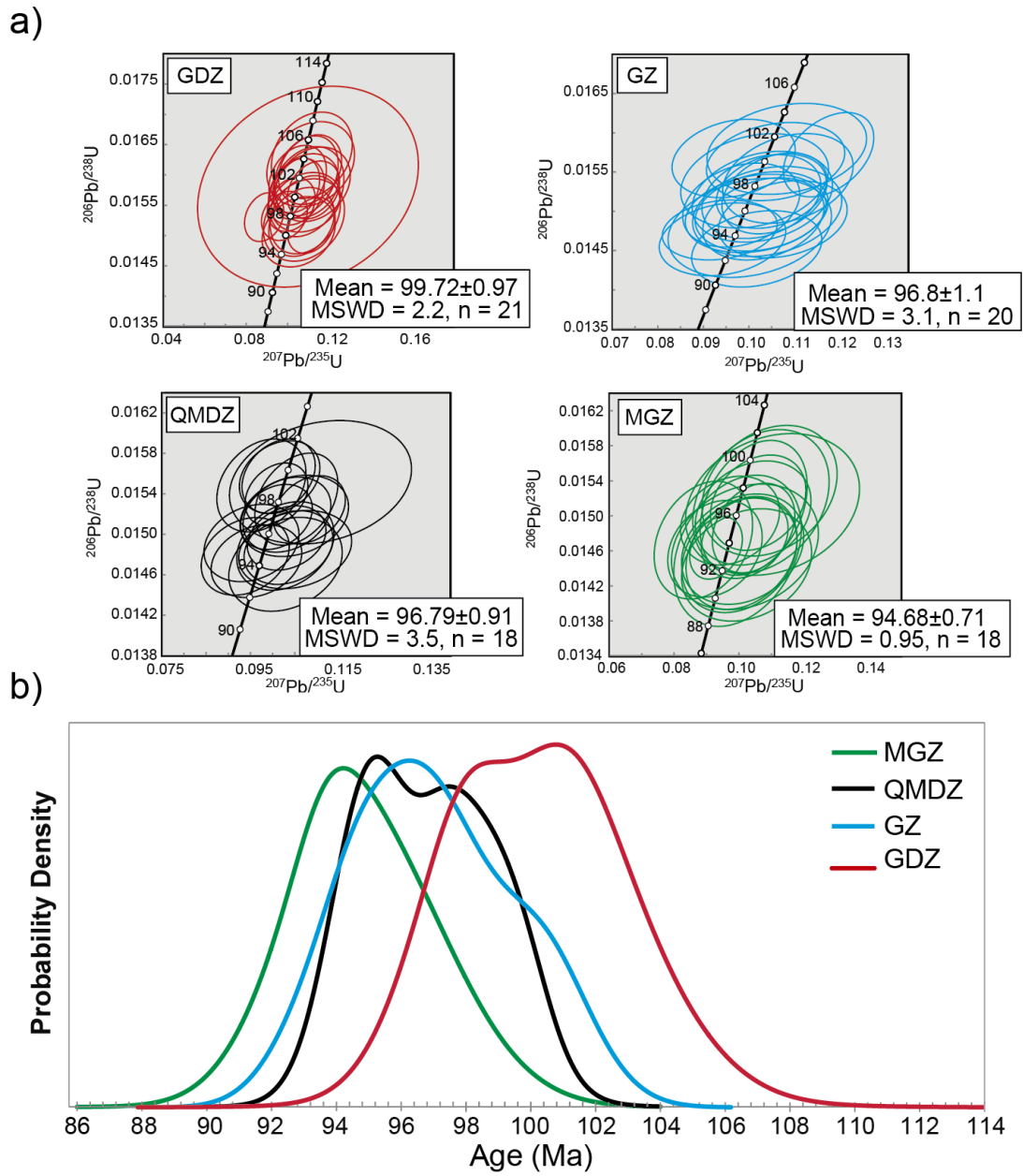
526

527

528

529

Figure 6.4: Cathodoluminescence (CL) images of the analyzed zircon grains of the four Caleu pluton samples. Typical classification according to Pupin (1980) is shown for each zircon sample. (a) GDZ zircon grains exhibit complex zoning, rounded morphologies and resorption features. (b) GZ zircon grains exhibit subtle regular oscillatory zoning and equant aspect ratios. (c) QMDZ zircon grains consist of fairly homogeneous subhedral acicular crystals. (d) Some MGZ zircon grains show well-developed prismatic forms, homogeneous cores and subtle oscillatory zoning.



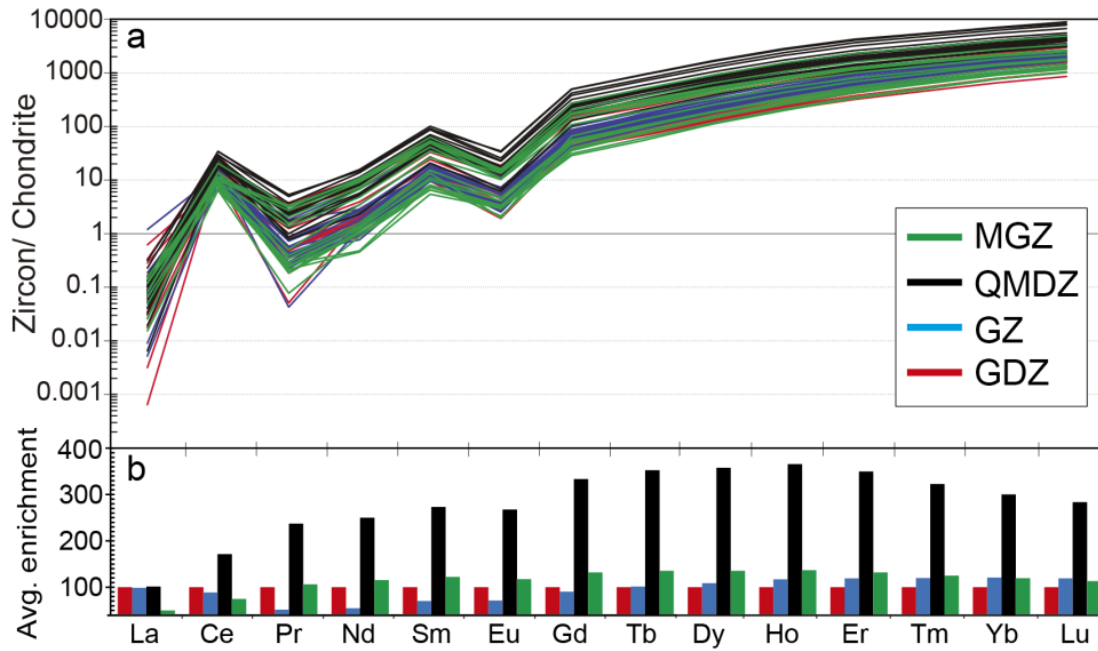
530

531 **Figure 6.5:** (a) Concordia diagram plot for each sample, with their respective weighted average and 2σ error.

532 (b) Probability density plot showing a large overlap and a slight progression towards younger ages, from
 533 mafic to felsic sample compositions.

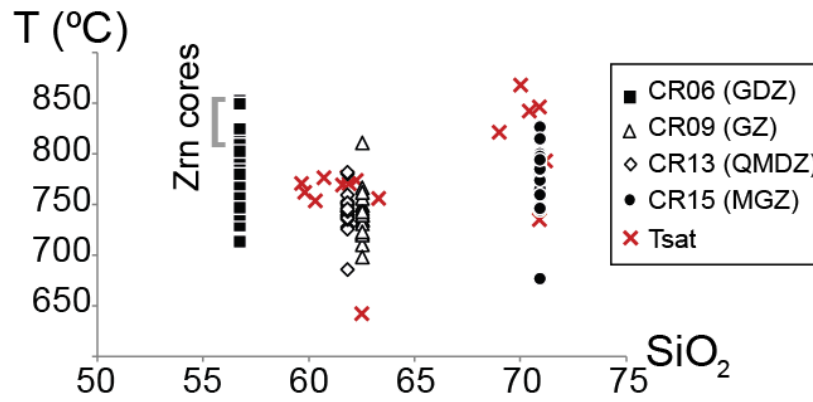
534

535



536
 537
 538
 539
 540
 541

Figure 6.6: (a) Chondrite-normalized REE composition of zircons of the Caleu pluton. (b) REE enrichment (average) of the GZ, QMDZ and MGZ zircons normalized to the average REE content of GDZ zircons. QMDZ zircons have the highest REE concentrations among all of the analyzed zircons.



542

543

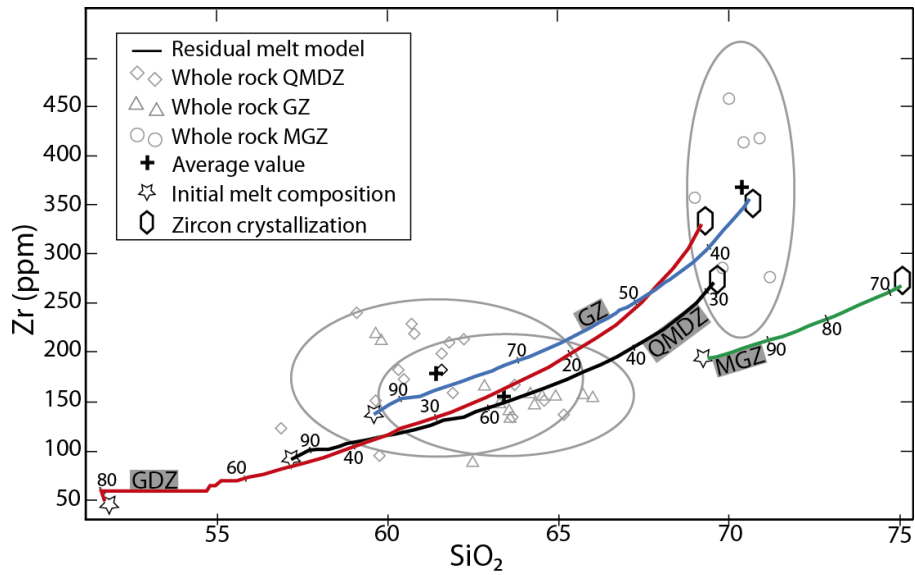
544

545

546

547

Figure 6.7: Temperature of zircon crystallization and temperature of zircon saturation versus whole-rock SiO₂ wt % content. Highest crystallization temperatures recorded in GDZ zircon cores. Errors were omitted for simplicity (zircon crystallization temperature error bars are shown in Fig. 9).



548

549

550

551

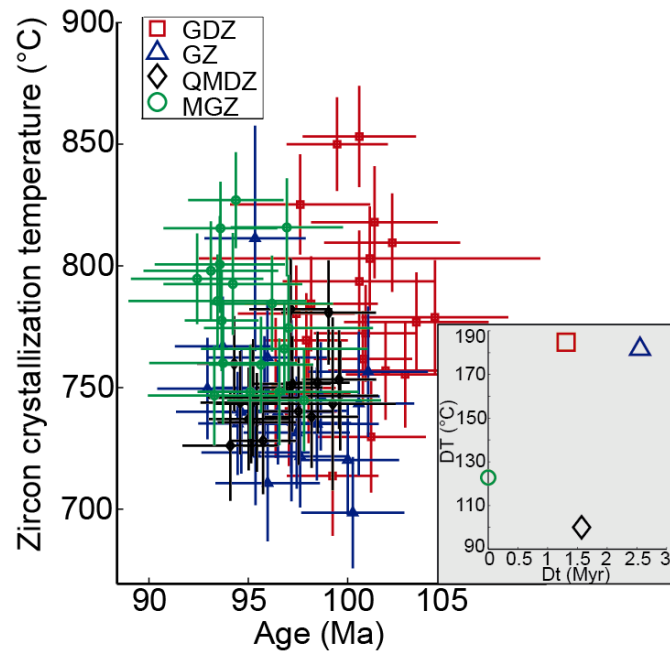
552

553

554

555

Figure 6.8: Calculated composition of the zircon crystallizing melts obtained from the equilibrium crystallization for each lithological unit (see text). Ellipses enclose SiO₂ and Zr contents of the GZ, QMDZ and MGZ samples obtained from Parada et al. (2002) and this study. Ellipses axis represents 2 standard deviations from the average value of SiO₂ and Zr contents. Numbers above tick marks on the calculated residual liquid line represent the fraction of remaining melt.

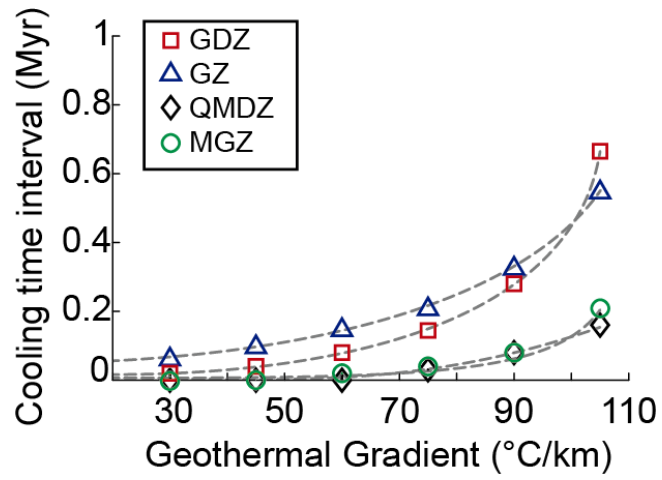


556

557 **Figure 6.9:** Temperature of zircon crystallization versus the respective zircon age. Error bars represent 2σ
 558 confidence intervals. Inset shows the maximum interval of recorded zircon crystallization temperatures versus
 559 the minimum single-spot time interval of the zircon formation recorded in the dated samples.

560

561



562

563

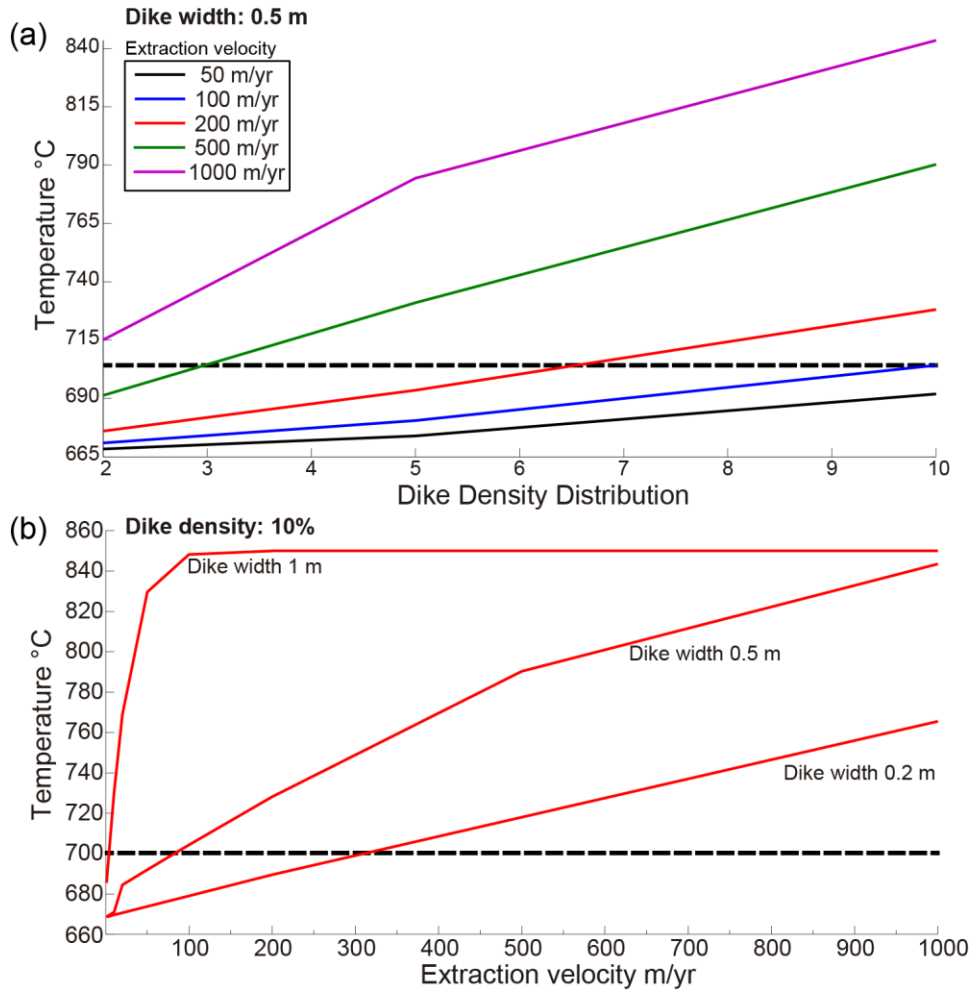
564

565

566

567

Figure 6.10: Model of magma pulses assembled simultaneously: calculated time elapsed for zircon crystallization upon melt cooling from the highest to the lowest zircon crystallization temperatures recorded in the GDZ, GZ and QMDZ samples, using different initial geothermal gradients.



568
 569 **Figure 6.11:** Thermal model for melt extraction by diking: (a) Temperatures obtained versus DDD,
 570 considering a dike width of 0.5 m. (b) Temperature versus extraction velocity, considering a DDD of 10%.
 571 Discontinuous black line indicates 700°C isotherm, representing the solidus temperature. Note that reheating
 572 above the solidus temperature is strongly favored by high extraction velocities regardless of the dike width
 573 and DDD.

568

569

570

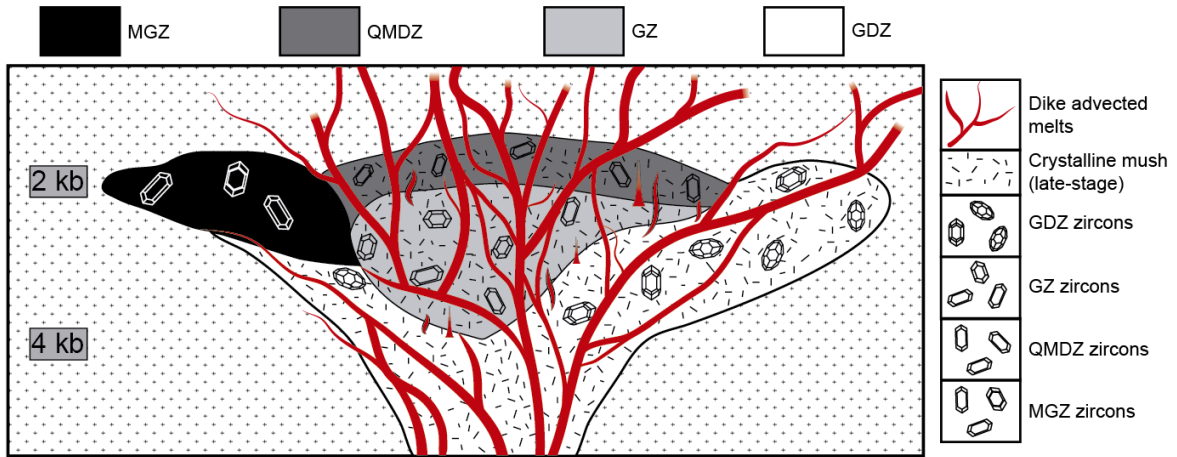
571

572

573

574

575



576

577 **Figure 6.12:** Conceptual model of the development of the late-magmatic stage of the Caleu
 578 pluton. Dike width and zircon size are not at scale.

579

580

581

582

583 Table 6.1: Selected zircon U-Pb LA-ICP-MS data.

| | $^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U | $^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U (1σ) | $^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U | $^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U (1σ) | rho | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ error (1σ) |
|-----------------|--|--|--|--|--------|--|---|
| GDZ | | | | | | | |
| CR-06-01 | 0.1087 | 0.0065 | 0.0158 | 0.0002 | 0.2295 | 101.2 | 1.38 |
| CR-06-02 | 0.1111 | 0.0086 | 0.0162 | 0.0003 | 0.2277 | 103.5 | 1.82 |
| CR-06-03 | 0.1108 | 0.0062 | 0.0161 | 0.0002 | 0.2603 | 102.9 | 1.49 |
| CR-06-04 | 0.1054 | 0.0072 | 0.0151 | 0.0002 | 0.2301 | 96.4 | 1.51 |
| CR-06-05 | 0.1122 | 0.0074 | 0.0158 | 0.0003 | 0.2404 | 101.3 | 1.59 |
| CR-06-06 | 0.1044 | 0.0045 | 0.0158 | 0.0002 | 0.3009 | 100.9 | 1.31 |
| CR-06-07 | 0.1089 | 0.0063 | 0.0160 | 0.0003 | 0.2907 | 102.2 | 1.71 |
| CR-06-08 | 0.1125 | 0.0051 | 0.0158 | 0.0002 | 0.2708 | 100.8 | 1.24 |
| CR-06-09 | 0.1017 | 0.0047 | 0.0155 | 0.0002 | 0.2526 | 99.2 | 1.15 |
| CR-06-10 | 0.1114 | 0.0047 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2950 | 97.0 | 1.20 |
| GZ | | | | | | | |
| CR-09-01 | 0.0936 | 0.0052 | 0.0148 | 0.0002 | 0.1914 | 94.5 | 0.99 |
| CR-09-02 | 0.1015 | 0.0063 | 0.0150 | 0.0002 | 0.2185 | 95.8 | 1.29 |
| CR-09-03 | 0.1017 | 0.0058 | 0.0145 | 0.0002 | 0.2382 | 92.9 | 1.26 |
| CR-09-04 | 0.1002 | 0.0073 | 0.0148 | 0.0003 | 0.2384 | 94.6 | 1.64 |
| CR-09-05 | 0.1028 | 0.0060 | 0.0150 | 0.0002 | 0.2368 | 96.0 | 1.31 |
| CR-09-06 | 0.1030 | 0.0063 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2543 | 97.2 | 1.50 |
| CR-09-07 | 0.1013 | 0.0066 | 0.0154 | 0.0002 | 0.2432 | 98.4 | 1.56 |
| CR-09-08 | 0.1028 | 0.0053 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2765 | 97.2 | 1.39 |
| CR-09-09 | 0.1049 | 0.0049 | 0.0153 | 0.0002 | 0.2699 | 97.6 | 1.23 |
| CR-09-10 | 0.1057 | 0.0047 | 0.0152 | 0.0002 | 0.3089 | 97.4 | 1.34 |
| QMDZ | | | | | | | |
| CR-13-01 | 0.0975 | 0.0041 | 0.0155 | 0.0002 | 0.2885 | 99.0 | 1.19 |

| | | | | | | | |
|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|------|
| CR-13-02 | 0.1083 | 0.0033 | 0.0152 | 0.0001 | 0.2934 | 97.5 | 0.87 |
| CR-13-03 | 0.1049 | 0.0050 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2268 | 97.1 | 1.04 |
| CR-13-04 | 0.1108 | 0.0084 | 0.0155 | 0.0002 | 0.2125 | 99.2 | 1.58 |
| CR-13-05 | 0.0985 | 0.0045 | 0.0154 | 0.0002 | 0.2526 | 98.8 | 1.14 |
| CR-13-06 | 0.1016 | 0.0037 | 0.0156 | 0.0001 | 0.2589 | 99.6 | 0.93 |
| CR-13-07 | 0.1032 | 0.0036 | 0.0150 | 0.0001 | 0.2477 | 95.7 | 0.83 |
| CR-13-08 | 0.1029 | 0.0052 | 0.0147 | 0.0002 | 0.2542 | 94.1 | 1.20 |
| CR-13-09 | 0.1013 | 0.0034 | 0.0156 | 0.0001 | 0.2895 | 99.6 | 0.95 |
| CR-13-10 | 0.1175 | 0.0046 | 0.0148 | 0.0002 | 0.3301 | 95.0 | 1.21 |
| MGZ | | | | | | | |
| CR-15-01 | 0.1103 | 0.0110 | 0.0151 | 0.0003 | 0.2199 | 96.8 | 2.10 |
| CR-15-02 | 0.1059 | 0.0060 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2586 | 96.9 | 1.41 |
| CR-15-03 | 0.1018 | 0.0055 | 0.0147 | 0.0002 | 0.2381 | 94.4 | 1.20 |
| CR-15-04 | 0.0929 | 0.0033 | 0.0146 | 0.0001 | 0.2792 | 93.7 | 0.93 |
| CR-15-05 | 0.2507 | 0.0129 | 0.0167 | 0.0003 | 0.3445 | 106.7 | 1.87 |
| CR-15-06 | 0.1045 | 0.0067 | 0.0151 | 0.0003 | 0.3234 | 96.6 | 2.00 |
| CR-15-07 | 0.0926 | 0.0059 | 0.0146 | 0.0002 | 0.2398 | 93.6 | 1.43 |
| CR-15-08 | 0.1068 | 0.0086 | 0.0152 | 0.0003 | 0.2747 | 97.0 | 2.13 |
| CR-15-09 | 0.1044 | 0.0073 | 0.0150 | 0.0002 | 0.2310 | 96.2 | 1.54 |
| CR-15-10 | 0.0973 | 0.0062 | 0.0149 | 0.0002 | 0.2160 | 95.6 | 1.31 |

584 **Table 6.2: Selected zircon LA-ICP-MS geochemical data.**

| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Zr | HfO2 | Th | U | Th/U |
|-----------------|------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-----------|------|--------|--------|------|
| GDZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-06-01 | 0.01 | 14.85 | 0.04 | 0.54 | 1.48 | 0.24 | 9.63 | 3.59 | 44.19 | 18.10 | 91.65 | 21.55 | 215.11 | 44.50 | 461679.86 | 1.31 | 129.50 | 210.20 | 0.62 |
| CR-06-02 | 0.00 | 8.31 | 0.06 | 1.25 | 3.03 | 0.46 | 18.59 | 6.11 | 74.38 | 27.27 | 124.93 | 26.85 | 256.33 | 50.33 | 458518.27 | 1.23 | 90.95 | 132.27 | 0.69 |
| CR-6-03 | 0.01 | 10.02 | 0.06 | 1.09 | 2.34 | 0.23 | 14.23 | 5.18 | 63.83 | 25.19 | 121.35 | 27.34 | 269.55 | 56.20 | 461112.11 | 1.25 | 112.43 | 196.38 | 0.57 |
| CR-06-04 | 0.11 | 23.31 | 0.19 | 3.00 | 6.62 | 0.93 | 35.53 | 11.26 | 137.72 | 52.23 | 238.76 | 53.11 | 504.48 | 98.62 | 456841.39 | 1.22 | 358.95 | 346.78 | 1.04 |
| CR-06-05 | 0.02 | 10.92 | 0.46 | 6.70 | 12.03 | 1.33 | 46.98 | 14.06 | 161.55 | 57.62 | 247.86 | 50.72 | 452.10 | 84.13 | 468745.53 | 1.11 | 227.55 | 246.96 | 0.92 |
| CR-06-06 | 0.00 | 13.70 | 0.06 | 1.79 | 3.31 | 0.40 | 18.58 | 6.35 | 79.16 | 30.53 | 144.57 | 32.77 | 318.65 | 64.03 | 462669.19 | 1.27 | 232.69 | 327.63 | 0.71 |
| CR-06-07 | 0.01 | 7.55 | 0.15 | 2.42 | 4.82 | 0.54 | 23.17 | 6.99 | 79.92 | 29.30 | 131.94 | 28.13 | 265.94 | 52.41 | 458383.22 | 1.04 | 98.23 | 148.26 | 0.66 |
| CR-06-08 | 0.00 | 12.18 | 0.06 | 1.05 | 2.74 | 0.24 | 15.52 | 5.29 | 65.82 | 25.81 | 122.25 | 27.35 | 264.86 | 53.74 | 464472.36 | 1.30 | 167.68 | 260.84 | 0.64 |
| CR-06-09 | 0.00 | 12.71 | 0.02 | 0.69 | 2.42 | 0.21 | 13.27 | 4.84 | 64.47 | 26.02 | 128.33 | 29.89 | 300.27 | 60.59 | 458196.08 | 1.40 | 160.23 | 302.95 | 0.53 |
| CR-06-10 | 0.03 | 11.21 | 0.03 | 1.12 | 1.92 | 0.15 | 11.16 | 3.86 | 50.24 | 19.92 | 95.24 | 21.95 | 219.07 | 43.99 | 461239.16 | 1.34 | 133.41 | 233.47 | 0.57 |
| GZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-09-01 | 0.01 | 10.57 | 0.07 | 1.35 | 3.10 | 0.35 | 19.16 | 7.25 | 92.89 | 37.76 | 174.93 | 38.39 | 372.19 | 72.35 | 8560.89 | 1.20 | 164.87 | 255.98 | 0.64 |
| CR-09-02 | 0.00 | 7.36 | 0.10 | 1.74 | 3.77 | 0.56 | 23.16 | 8.25 | 101.06 | 40.59 | 189.97 | 41.55 | 399.27 | 77.12 | 7349.24 | 1.12 | 109.27 | 181.54 | 0.60 |
| CR-09-03 | 0.00 | 8.49 | 0.05 | 0.82 | 2.79 | 0.36 | 16.78 | 6.20 | 78.08 | 31.37 | 146.45 | 32.45 | 311.82 | 60.80 | 6822.45 | 1.19 | 110.50 | 178.46 | 0.62 |
| CR-09-04 | 0.03 | 7.87 | 0.05 | 0.47 | 1.90 | 0.26 | 11.57 | 4.41 | 58.94 | 24.16 | 113.90 | 25.73 | 249.20 | 48.12 | 6861.88 | 1.28 | 83.76 | 154.15 | 0.54 |
| CR-09-05 | 0.01 | 11.49 | 0.03 | 0.87 | 2.59 | 0.26 | 20.97 | 7.92 | 102.26 | 41.59 | 194.00 | 42.67 | 401.54 | 77.26 | 9508.87 | 1.44 | 149.16 | 246.21 | 0.61 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------|-------|------|------|-------|------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|-----------|------|---------|--------|------|
| CR-09-06 | 0.00 | 9.26 | 0.03 | 0.70 | 1.91 | 0.29 | 14.32 | 5.30 | 67.58 | 27.85 | 131.77 | 28.96 | 277.21 | 54.31 | 7114.37 | 1.29 | 99.49 | 179.66 | 0.55 |
| CR-09-07 | 0.02 | 9.32 | 0.03 | 0.81 | 2.29 | 0.29 | 15.43 | 5.52 | 72.58 | 29.20 | 136.35 | 30.63 | 296.20 | 57.62 | 7457.10 | 1.27 | 107.76 | 193.19 | 0.56 |
| CR-09-08 | 0.00 | 9.03 | 0.03 | 0.58 | 2.01 | 0.20 | 14.50 | 4.94 | 67.99 | 28.18 | 129.32 | 28.83 | 273.90 | 55.52 | 3866.00 | 1.25 | 101.44 | 178.50 | 0.57 |
| CR-09-09 | 0.00 | 9.53 | 0.03 | 1.02 | 2.26 | 0.29 | 14.75 | 5.60 | 73.51 | 29.92 | 140.61 | 31.10 | 302.44 | 59.34 | 7628.96 | 1.29 | 147.27 | 240.17 | 0.61 |
| CR-09-10 | 0.38 | 10.70 | 0.22 | 1.75 | 2.70 | 0.37 | 15.86 | 5.98 | 76.31 | 30.82 | 145.45 | 32.04 | 308.34 | 60.17 | 7391.04 | 1.27 | 119.60 | 201.77 | 0.59 |
| QMDZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-13-01 | 0.10 | 23.11 | 0.61 | 9.25 | 17.91 | 2.65 | 133.14 | 45.59 | 556.38 | 213.41 | 915.94 | 179.14 | 1553.61 | 294.68 | 453788.30 | 1.07 | 1037.14 | 778.29 | 1.33 |
| CR-13-02 | 0.02 | 21.79 | 0.10 | 2.12 | 5.40 | 0.52 | 34.21 | 12.65 | 157.66 | 63.52 | 289.89 | 61.35 | 559.86 | 106.78 | 461192.79 | 1.35 | 650.64 | 628.33 | 1.04 |
| CR-13-03 | 0.01 | 20.15 | 0.20 | 3.50 | 8.30 | 1.12 | 54.38 | 19.07 | 232.85 | 89.73 | 399.79 | 81.35 | 726.84 | 137.90 | 464593.44 | 1.14 | 544.02 | 483.79 | 1.12 |
| CR-13-04 | 0.00 | 11.51 | 0.16 | 3.05 | 7.78 | 1.06 | 45.18 | 15.47 | 185.61 | 71.40 | 309.72 | 62.82 | 558.30 | 106.63 | 442520.84 | 1.23 | 243.25 | 290.16 | 0.84 |
| CR-13-05 | 0.00 | 8.14 | 0.04 | 0.84 | 2.82 | 0.34 | 17.45 | 6.23 | 82.89 | 33.16 | 157.96 | 34.71 | 339.59 | 69.39 | 458331.97 | 1.48 | 99.05 | 419.40 | 0.24 |
| CR-13-06 | 0.03 | 21.44 | 0.30 | 4.92 | 11.07 | 1.27 | 63.08 | 22.32 | 277.83 | 110.08 | 490.40 | 99.57 | 884.08 | 167.46 | 461804.23 | 1.23 | 632.80 | 599.00 | 1.06 |
| CR-13-07 | 0.03 | 17.94 | 0.17 | 3.32 | 7.73 | 0.83 | 44.40 | 15.97 | 199.08 | 78.97 | 355.24 | 73.82 | 667.43 | 127.18 | 463825.74 | 1.33 | 495.87 | 532.77 | 0.93 |
| CR-13-08 | 0.02 | 11.37 | 0.12 | 3.15 | 7.83 | 0.95 | 44.45 | 15.09 | 180.80 | 68.25 | 298.48 | 60.87 | 542.96 | 102.54 | 464729.71 | 1.27 | 223.79 | 264.92 | 0.84 |
| CR-13-09 | 0.04 | 24.32 | 0.44 | 8.41 | 17.30 | 1.76 | 101.46 | 34.49 | 414.51 | 159.24 | 688.00 | 136.70 | 1202.03 | 221.33 | 458810.59 | 1.21 | 766.96 | 701.38 | 1.09 |
| CR-13-10 | 0.00 | 16.54 | 0.20 | 3.63 | 8.15 | 0.93 | 48.62 | 16.92 | 208.00 | 80.36 | 358.05 | 73.08 | 653.67 | 123.66 | 462217.94 | 1.26 | 400.88 | 433.13 | 0.93 |
| MGZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-15-01 | 0.00 | 5.72 | 0.03 | 0.63 | 1.46 | 0.24 | 9.98 | 3.61 | 48.23 | 19.41 | 92.36 | 20.88 | 206.82 | 40.33 | 465907.44 | 1.21 | 40.18 | 76.76 | 0.52 |
| CR-15-02 | 0.00 | 8.68 | 0.33 | 5.63 | 9.88 | 1.06 | 47.60 | 15.05 | 174.45 | 63.70 | 272.86 | 55.17 | 486.40 | 88.04 | 466275.96 | 1.08 | 149.48 | 164.36 | 0.91 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|-----------|------|--------|--------|------|
| CR-15-03 | 0.04 | 9.38 | 0.37 | 6.31 | 10.80 | 1.24 | 53.96 | 18.01 | 212.84 | 79.95 | 344.65 | 68.60 | 603.07 | 110.87 | 462507.83 | 1.06 | 205.73 | 220.64 | 0.93 |
| CR-15-04 | 0.05 | 16.92 | 0.38 | 6.65 | 12.56 | 1.20 | 72.24 | 24.74 | 299.42 | 115.65 | 498.93 | 99.75 | 872.60 | 160.60 | 460868.67 | 1.17 | 550.45 | 529.52 | 1.04 |
| CR-15-05 | 0.00 | 7.21 | 0.10 | 2.26 | 5.92 | 0.88 | 32.69 | 10.62 | 121.05 | 45.18 | 193.19 | 40.02 | 366.56 | 67.75 | 464247.65 | 1.15 | 92.32 | 110.47 | 0.84 |
| CR-15-06 | 0.00 | 7.16 | 0.02 | 0.70 | 1.61 | 0.26 | 12.64 | 4.78 | 62.67 | 25.23 | 118.25 | 26.31 | 249.75 | 48.21 | 463317.28 | 1.24 | 60.63 | 99.35 | 0.61 |
| CR-15-07 | 0.05 | 7.86 | 0.41 | 5.99 | 9.89 | 1.15 | 44.69 | 13.95 | 162.76 | 59.93 | 257.37 | 51.13 | 448.63 | 82.96 | 464361.58 | 1.07 | 131.38 | 166.48 | 0.79 |
| CR-15-08 | 0.00 | 5.29 | 0.03 | 0.76 | 2.21 | 0.35 | 14.30 | 5.13 | 62.32 | 23.86 | 108.96 | 23.23 | 218.47 | 41.65 | 465611.03 | 1.21 | 45.08 | 71.67 | 0.63 |
| CR-15-09 | 0.03 | 8.84 | 0.25 | 4.51 | 8.22 | 0.80 | 38.82 | 12.16 | 138.76 | 50.44 | 216.70 | 43.83 | 396.14 | 72.59 | 464206.71 | 1.17 | 110.08 | 137.04 | 0.80 |
| CR-15-10 | 0.03 | 11.37 | 0.19 | 4.14 | 9.88 | 0.82 | 47.55 | 15.31 | 175.65 | 63.79 | 273.35 | 54.55 | 475.51 | 85.91 | 462634.24 | 1.23 | 175.19 | 218.39 | 0.80 |
| CR-15-11 | 0.01 | 11.54 | 0.04 | 0.86 | 2.69 | 0.15 | 17.64 | 6.64 | 83.76 | 32.46 | 148.73 | 31.98 | 302.91 | 56.61 | 460505.21 | 1.36 | 128.26 | 223.89 | 0.57 |
| CR-15-12 | 0.04 | 7.46 | 0.16 | 2.94 | 6.92 | 1.02 | 38.54 | 12.81 | 152.16 | 57.00 | 249.54 | 51.12 | 455.44 | 84.76 | 462612.00 | 1.11 | 142.69 | 159.32 | 0.90 |
| CR-15-13 | 0.02 | 7.18 | 0.03 | 0.29 | 1.58 | 0.16 | 9.43 | 3.66 | 47.55 | 19.73 | 93.83 | 20.48 | 199.05 | 38.56 | 464123.88 | 1.30 | 54.83 | 104.89 | 0.52 |
| CR-15-14 | 0.00 | 7.33 | 0.06 | 2.13 | 5.22 | 0.78 | 28.97 | 9.45 | 107.75 | 39.51 | 171.21 | 35.70 | 321.96 | 59.82 | 465585.11 | 1.15 | 94.15 | 103.91 | 0.91 |
| CR-15-15 | 0.00 | 6.18 | 0.03 | 0.28 | 1.09 | 0.23 | 7.66 | 2.68 | 36.74 | 14.96 | 72.64 | 16.48 | 167.30 | 34.29 | 457797.85 | 1.22 | 47.09 | 83.29 | 0.57 |
| CR-15-16 | 0.00 | 7.52 | 0.02 | 0.62 | 1.31 | 0.22 | 10.60 | 4.00 | 51.52 | 21.39 | 99.03 | 21.74 | 211.52 | 40.97 | 466195.20 | 1.32 | 60.84 | 118.74 | 0.51 |
| CR-15-17 | 0.00 | 6.81 | 0.03 | 0.81 | 1.99 | 0.31 | 14.02 | 4.83 | 60.49 | 23.61 | 106.98 | 23.02 | 217.94 | 42.20 | 465056.90 | 1.18 | 56.07 | 90.86 | 0.62 |
| CR-15-18 | 0.00 | 5.34 | 0.01 | 0.54 | 1.31 | 0.23 | 8.31 | 2.96 | 38.61 | 15.87 | 76.21 | 17.19 | 169.84 | 33.44 | 466452.21 | 1.16 | 39.75 | 74.17 | 0.54 |
| CR-15-19 | 0.00 | 13.61 | 0.04 | 0.57 | 2.04 | 0.09 | 13.27 | 5.39 | 73.89 | 30.64 | 152.75 | 35.03 | 340.09 | 67.27 | 458920.67 | 1.69 | 192.85 | 420.82 | 0.46 |
| CR-15-20 | 0.02 | 5.75 | 0.05 | 0.96 | 3.08 | 0.36 | 14.99 | 5.11 | 62.69 | 23.91 | 108.18 | 23.91 | 227.34 | 44.08 | 465610.54 | 1.08 | 55.35 | 86.45 | 0.64 |

Table 6.3: Modeled zircon crystallizing melts conditions.

| | GDZ | GZ | QMDZ | MGZ |
|--------------------------------|------------|-----------|-------------|------------|
| Crystallization | 803 | 811 | 782 | 826 |
| temperature (°C) | | | | |
| Crystallinity | 89% | 66% | 71% | 32% |
| SiO₂ (wt. %) | 69% | 71% | 70% | 75% |
| Zr (ppm) | 332 | 356 | 271 | 270 |
| <i>M</i> value | 1.55 | 1.55 | 1.54 | 1.2 |

Supplementary Data I: Tables

Table 1: Zircon U-Pb LA-ICP-MS data

| | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (1σ) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1σ) | rho | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age (Ma) | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ error (1σ) |
|------------|----------------------------------|--|----------------------------------|--|--------|---|--|
| <i>GDZ</i> | | | | | | | |
| CR-06-01 | 0.1087 | 0.0065 | 0.0158 | 0.0002 | 0.2295 | 101.2 | 1.38 |
| CR-06-02 | 0.1111 | 0.0086 | 0.0162 | 0.0003 | 0.2277 | 103.5 | 1.82 |
| CR-06-03 | 0.1108 | 0.0062 | 0.0161 | 0.0002 | 0.2603 | 102.9 | 1.49 |
| CR-06-04 | 0.1054 | 0.0072 | 0.0151 | 0.0002 | 0.2301 | 96.4 | 1.51 |
| CR-06-05 | 0.1122 | 0.0074 | 0.0158 | 0.0003 | 0.2404 | 101.3 | 1.59 |
| CR-06-06 | 0.1044 | 0.0045 | 0.0158 | 0.0002 | 0.3009 | 100.9 | 1.31 |
| CR-06-07 | 0.1089 | 0.0063 | 0.0160 | 0.0003 | 0.2907 | 102.2 | 1.71 |
| CR-06-08 | 0.1125 | 0.0051 | 0.0158 | 0.0002 | 0.2708 | 100.8 | 1.24 |
| CR-06-09 | 0.1017 | 0.0047 | 0.0155 | 0.0002 | 0.2526 | 99.2 | 1.15 |
| CR-06-10 | 0.1114 | 0.0047 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2950 | 97.0 | 1.20 |
| CR-06-11 | 0.1117 | 0.0080 | 0.0163 | 0.0003 | 0.2499 | 104.4 | 1.85 |
| CR-06-12 | 0.0887 | 0.0039 | 0.0153 | 0.0002 | 0.2465 | 97.9 | 1.04 |
| CR-06-13 | 0.1079 | 0.0080 | 0.0153 | 0.0003 | 0.2453 | 97.6 | 1.76 |
| CR-06-14 | 0.2325 | 0.0119 | 0.0173 | 0.0003 | 0.3907 | 110.3 | 2.19 |
| CR-06-15 | 0.1049 | 0.0057 | 0.0159 | 0.0002 | 0.2635 | 101.9 | 1.44 |
| CR-06-16 | 0.1042 | 0.0055 | 0.0157 | 0.0002 | 0.2704 | 100.6 | 1.43 |
| CR-06-17 | 0.1090 | 0.0074 | 0.0157 | 0.0003 | 0.2838 | 100.6 | 1.93 |
| CR-06-18 | 0.1085 | 0.0069 | 0.0153 | 0.0003 | 0.2698 | 98.2 | 1.67 |
| CR-06-19 | 0.1089 | 0.0068 | 0.0155 | 0.0002 | 0.2070 | 99.5 | 1.27 |
| CR-06-20 | 0.0985 | 0.0045 | 0.0153 | 0.0002 | 0.2342 | 98.0 | 1.05 |
| CR-06-21 | 0.1098 | 0.0218 | 0.0158 | 0.0007 | 0.2161 | 101.1 | 4.30 |
| CR-06-22 | 0.1067 | 0.0065 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2518 | 97.4 | 1.47 |
| <i>GZ</i> | | | | | | | |
| CR-09-01 | 0.0936 | 0.0052 | 0.0148 | 0.0002 | 0.1914 | 94.5 | 0.99 |
| CR-09-02 | 0.1015 | 0.0063 | 0.0150 | 0.0002 | 0.2185 | 95.8 | 1.29 |
| CR-09-03 | 0.1017 | 0.0058 | 0.0145 | 0.0002 | 0.2382 | 92.9 | 1.26 |
| CR-09-04 | 0.1002 | 0.0073 | 0.0148 | 0.0003 | 0.2384 | 94.6 | 1.64 |
| CR-09-05 | 0.1028 | 0.0060 | 0.0150 | 0.0002 | 0.2368 | 96.0 | 1.31 |
| CR-09-06 | 0.1030 | 0.0063 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2543 | 97.2 | 1.50 |
| CR-09-07 | 0.1013 | 0.0066 | 0.0154 | 0.0002 | 0.2432 | 98.4 | 1.56 |
| CR-09-08 | 0.1028 | 0.0053 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2765 | 97.2 | 1.39 |
| CR-09-09 | 0.1049 | 0.0049 | 0.0153 | 0.0002 | 0.2699 | 97.6 | 1.23 |
| CR-09-10 | 0.1057 | 0.0047 | 0.0152 | 0.0002 | 0.3089 | 97.4 | 1.34 |
| CR-09-11 | 0.1086 | 0.0059 | 0.0154 | 0.0002 | 0.2807 | 98.6 | 1.48 |
| CR-09-12 | 0.0942 | 0.0057 | 0.0146 | 0.0002 | 0.2150 | 93.7 | 1.21 |
| CR-09-13 | 0.0983 | 0.0052 | 0.0151 | 0.0002 | 0.2715 | 96.5 | 1.39 |
| CR-09-14 | 0.0967 | 0.0055 | 0.0157 | 0.0002 | 0.2272 | 100.3 | 1.29 |
| CR-09-15 | 0.1083 | 0.0072 | 0.0158 | 0.0002 | 0.2268 | 101.0 | 1.50 |
| CR-09-16 | 0.1059 | 0.0062 | 0.0156 | 0.0002 | 0.2217 | 100.0 | 1.29 |
| CR-09-17 | 0.1032 | 0.0054 | 0.0149 | 0.0002 | 0.2722 | 95.4 | 1.36 |
| CR-09-18 | 0.1175 | 0.0041 | 0.0157 | 0.0002 | 0.4042 | 100.6 | 1.39 |
| CR-09-19 | 0.1040 | 0.0067 | 0.0150 | 0.0002 | 0.2429 | 96.0 | 1.49 |
| CR-09-20 | 0.1075 | 0.0058 | 0.0149 | 0.0002 | 0.2507 | 95.3 | 1.27 |

(Continued on next page)

Table 1 (*continued*)

| | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ (1σ) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ (1σ) | rho | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age (Ma) | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ error (1σ) |
|------------------|--|--|--|--|--------|---|--|
| CRI3 QMDZ | | | | | | | |
| CR-13-01 | 0.0975 | 0.0041 | 0.0155 | 0.0002 | 0.2885 | 99.0 | 1.19 |
| CR-13-02 | 0.1083 | 0.0033 | 0.0152 | 0.0001 | 0.2934 | 97.5 | 0.87 |
| CR-13-03 | 0.1049 | 0.0050 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2268 | 97.1 | 1.04 |
| CR-13-04 | 0.1108 | 0.0084 | 0.0155 | 0.0002 | 0.2125 | 99.2 | 1.58 |
| CR-13-05 | 0.0985 | 0.0045 | 0.0154 | 0.0002 | 0.2526 | 98.8 | 1.14 |
| CR-13-06 | 0.1016 | 0.0037 | 0.0156 | 0.0001 | 0.2589 | 99.6 | 0.93 |
| CR-13-07 | 0.1032 | 0.0036 | 0.0150 | 0.0001 | 0.2477 | 95.7 | 0.83 |
| CR-13-08 | 0.1029 | 0.0052 | 0.0147 | 0.0002 | 0.2542 | 94.1 | 1.20 |
| CR-13-09 | 0.1013 | 0.0034 | 0.0156 | 0.0001 | 0.2895 | 99.6 | 0.95 |
| CR-13-10 | 0.1175 | 0.0046 | 0.0148 | 0.0002 | 0.3301 | 95.0 | 1.21 |
| CR-13-11 | 0.0952 | 0.0044 | 0.0149 | 0.0002 | 0.2278 | 95.4 | 0.99 |
| CR-13-12 | 0.1053 | 0.0038 | 0.0153 | 0.0002 | 0.3342 | 98.2 | 1.18 |
| CR-13-13 | 0.1036 | 0.0041 | 0.0149 | 0.0001 | 0.2537 | 95.1 | 0.94 |
| CR-13-14 | 0.1051 | 0.0052 | 0.0148 | 0.0002 | 0.2148 | 95.0 | 1.00 |
| CR-13-15 | 0.0938 | 0.0041 | 0.0148 | 0.0002 | 0.2455 | 94.6 | 1.00 |
| CR-13-16 | 0.1032 | 0.0040 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2549 | 97.2 | 0.96 |
| CR-13-17 | 0.1009 | 0.0033 | 0.0152 | 0.0001 | 0.2653 | 97.1 | 0.84 |
| CR-13-18 | 0.0964 | 0.0042 | 0.0147 | 0.0001 | 0.2300 | 94.3 | 0.93 |
| CR-13-19 | 0.1009 | 0.0029 | 0.0154 | 0.0001 | 0.2877 | 98.5 | 0.81 |
| CR-13-20 | 0.1029 | 0.0045 | 0.0149 | 0.0002 | 0.2761 | 95.2 | 1.14 |
| MGZ | | | | | | | |
| CR-15-01 | 0.1103 | 0.0110 | 0.0151 | 0.0003 | 0.2199 | 96.8 | 2.10 |
| CR-15-02 | 0.1059 | 0.0060 | 0.0152 | 0.0002 | 0.2586 | 96.9 | 1.41 |
| CR-15-03 | 0.1018 | 0.0055 | 0.0147 | 0.0002 | 0.2381 | 94.4 | 1.20 |
| CR-15-04 | 0.0929 | 0.0033 | 0.0146 | 0.0001 | 0.2792 | 93.7 | 0.93 |
| CR-15-05 | 0.2507 | 0.0129 | 0.0167 | 0.0003 | 0.3445 | 106.7 | 1.87 |
| CR-15-06 | 0.1045 | 0.0067 | 0.0151 | 0.0003 | 0.3234 | 96.6 | 2.00 |
| CR-15-07 | 0.0926 | 0.0059 | 0.0146 | 0.0002 | 0.2398 | 93.6 | 1.43 |
| CR-15-08 | 0.1068 | 0.0086 | 0.0152 | 0.0003 | 0.2747 | 97.0 | 2.13 |
| CR-15-09 | 0.1044 | 0.0073 | 0.0150 | 0.0002 | 0.2310 | 96.2 | 1.54 |
| CR-15-10 | 0.0973 | 0.0062 | 0.0149 | 0.0002 | 0.2160 | 95.6 | 1.31 |
| CR-15-11 | 0.1045 | 0.0052 | 0.0149 | 0.0002 | 0.2825 | 95.1 | 1.33 |
| CR-15-12 | 0.0890 | 0.0062 | 0.0147 | 0.0003 | 0.2677 | 94.2 | 1.74 |
| CR-15-13 | 0.1094 | 0.0085 | 0.0153 | 0.0003 | 0.2563 | 97.8 | 1.93 |
| CR-15-14 | 0.1011 | 0.0077 | 0.0146 | 0.0003 | 0.2314 | 93.6 | 1.64 |
| CR-15-15 | 0.1018 | 0.0093 | 0.0146 | 0.0003 | 0.2200 | 93.7 | 1.86 |
| CR-15-16 | 0.1008 | 0.0070 | 0.0146 | 0.0003 | 0.2599 | 93.3 | 1.67 |
| CR-15-17 | 0.1002 | 0.0073 | 0.0145 | 0.0003 | 0.2529 | 93.1 | 1.69 |
| CR-15-18 | 0.0996 | 0.0080 | 0.0146 | 0.0004 | 0.2991 | 93.4 | 2.24 |
| CR-15-19 | 0.1055 | 0.0042 | 0.0153 | 0.0002 | 0.2724 | 97.9 | 1.05 |
| CR-15-20 | 0.1023 | 0.0082 | 0.0144 | 0.0003 | 0.2269 | 92.4 | 1.67 |

Table 2: Zircon REE (ppm) and HFSE (ppm) data

| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Zr | HfO ₂ wt.% | Th | U | Th/U |
|-----------------|------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-----------|--------------------------|--------|--------|------|
| GDZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-06-01 | 0.01 | 14.85 | 0.04 | 0.54 | 1.48 | 0.24 | 9.63 | 3.59 | 44.19 | 18.10 | 91.65 | 21.55 | 215.11 | 44.50 | 461679.86 | 1.31 | 129.50 | 210.20 | 0.62 |
| CR-06-02 | 0.00 | 8.31 | 0.06 | 1.25 | 3.03 | 0.46 | 18.59 | 6.11 | 74.38 | 27.27 | 124.93 | 26.85 | 256.33 | 50.33 | 458518.27 | 1.23 | 90.95 | 132.27 | 0.69 |
| CR-6-03 | 0.01 | 10.02 | 0.06 | 1.09 | 2.34 | 0.23 | 14.23 | 5.18 | 63.83 | 25.19 | 121.35 | 27.34 | 269.55 | 56.20 | 461112.11 | 1.25 | 112.43 | 196.38 | 0.57 |
| CR-06-04 | 0.11 | 23.31 | 0.19 | 3.00 | 6.62 | 0.93 | 35.53 | 11.26 | 137.72 | 52.23 | 238.76 | 53.11 | 504.48 | 98.62 | 456841.39 | 1.22 | 358.95 | 346.78 | 1.04 |
| CR-06-05 | 0.02 | 10.92 | 0.46 | 6.70 | 12.03 | 1.33 | 46.98 | 14.06 | 161.55 | 57.62 | 247.86 | 50.72 | 452.10 | 84.13 | 468745.53 | 1.11 | 227.55 | 246.96 | 0.92 |
| CR-06-06 | 0.00 | 13.70 | 0.06 | 1.79 | 3.31 | 0.40 | 18.58 | 6.35 | 79.16 | 30.53 | 144.57 | 32.77 | 318.65 | 64.03 | 462669.19 | 1.27 | 232.69 | 327.63 | 0.71 |
| CR-06-07 | 0.01 | 7.55 | 0.15 | 2.42 | 4.82 | 0.54 | 23.17 | 6.99 | 79.92 | 29.30 | 131.94 | 28.13 | 265.94 | 52.41 | 458383.22 | 1.04 | 98.23 | 148.26 | 0.66 |
| CR-06-08 | 0.00 | 12.18 | 0.06 | 1.05 | 2.74 | 0.24 | 15.52 | 5.29 | 65.82 | 25.81 | 122.25 | 27.35 | 264.86 | 53.74 | 464472.36 | 1.30 | 167.68 | 260.84 | 0.64 |
| CR-06-09 | 0.00 | 12.71 | 0.02 | 0.69 | 2.42 | 0.21 | 13.27 | 4.84 | 64.47 | 26.02 | 128.33 | 29.89 | 300.27 | 60.59 | 458196.08 | 1.40 | 160.23 | 302.95 | 0.53 |
| CR-06-10 | 0.03 | 11.21 | 0.03 | 1.12 | 1.92 | 0.15 | 11.16 | 3.86 | 50.24 | 19.92 | 95.24 | 21.95 | 219.07 | 43.99 | 461239.16 | 1.34 | 133.41 | 233.47 | 0.57 |
| CR-06-11 | 0.09 | 8.00 | 0.01 | 1.15 | 1.91 | 0.28 | 11.16 | 4.06 | 49.23 | 19.20 | 90.46 | 20.76 | 205.42 | 39.89 | 471741.57 | 1.22 | 68.31 | 119.27 | 0.57 |
| CR-06-12 | 0.04 | 13.54 | 0.32 | 4.48 | 9.06 | 0.89 | 43.82 | 13.61 | 161.34 | 58.93 | 260.96 | 55.73 | 508.50 | 97.64 | 462609.34 | 1.21 | 277.95 | 306.24 | 0.91 |
| CR-06-13 | 0.00 | 6.58 | 0.03 | 0.86 | 2.09 | 0.25 | 10.40 | 3.30 | 40.65 | 15.40 | 69.02 | 15.06 | 143.13 | 28.29 | 459918.81 | 1.08 | 56.42 | 89.13 | 0.63 |
| CR-06-14 | 0.06 | 5.73 | 0.04 | 0.87 | 1.75 | 0.22 | 8.87 | 2.77 | 33.97 | 13.41 | 61.92 | 13.97 | 136.68 | 27.94 | 461208.80 | 1.16 | 45.23 | 90.66 | 0.50 |
| CR-06-15 | 0.03 | 10.33 | 0.04 | 1.17 | 2.47 | 0.26 | 14.41 | 5.12 | 62.37 | 24.28 | 116.73 | 26.48 | 259.40 | 52.75 | 458405.95 | 1.24 | 149.85 | 250.03 | 0.60 |
| CR-06-16 | 0.05 | 8.60 | 0.42 | 5.97 | 8.76 | 1.28 | 40.37 | 12.52 | 140.57 | 51.02 | 216.43 | 43.18 | 386.11 | 73.97 | 456693.94 | 0.97 | 205.63 | 204.19 | 1.01 |
| CR-06-17 | 0.02 | 7.40 | 0.04 | 0.91 | 2.06 | 0.26 | 10.71 | 3.83 | 45.64 | 17.43 | 80.73 | 17.80 | 173.70 | 34.52 | 460927.79 | 1.15 | 69.61 | 114.24 | 0.61 |
| CR-06-18 | 0.01 | 7.43 | 0.07 | 1.14 | 2.72 | 0.30 | 14.91 | 4.86 | 57.60 | 22.14 | 101.17 | 22.37 | 216.71 | 43.53 | 466711.85 | 1.16 | 76.85 | 123.14 | 0.62 |
| CR-06-19 | 0.02 | 8.48 | 0.42 | 6.67 | 9.93 | 1.43 | 40.90 | 12.41 | 137.17 | 48.31 | 202.35 | 40.87 | 360.55 | 68.68 | 463116.02 | 1.01 | 160.16 | 168.40 | 0.95 |
| CR-06-20 | 0.00 | 16.43 | 0.06 | 1.50 | 3.80 | 0.34 | 19.75 | 7.09 | 90.43 | 35.50 | 171.44 | 38.86 | 383.47 | 77.11 | 460983.53 | 1.27 | 289.54 | 420.75 | 0.69 |
| CR-06-21 | 0.20 | 6.88 | 0.10 | 1.02 | 1.99 | 0.22 | 10.18 | 3.55 | 42.99 | 16.43 | 77.21 | 17.19 | 171.28 | 34.02 | 457938.41 | 1.14 | 58.79 | 103.60 | 0.57 |
| CR-06-22 | 0.00 | 10.07 | 0.05 | 0.88 | 2.23 | 0.26 | 12.62 | 4.35 | 54.48 | 20.94 | 98.14 | 22.43 | 217.53 | 42.91 | 459570.93 | 1.21 | 109.12 | 177.64 | 0.61 |
| GZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-09-01 | 0.01 | 10.57 | 0.07 | 1.35 | 3.10 | 0.35 | 19.16 | 7.25 | 92.89 | 37.76 | 174.93 | 38.39 | 372.19 | 72.35 | 8560.89 | 1.20 | 164.87 | 255.98 | 0.64 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------|-------|------|------|-------|------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|-----------|------|---------|--------|------|
| CR-09-02 | 0.00 | 7.36 | 0.10 | 1.74 | 3.77 | 0.56 | 23.16 | 8.25 | 101.06 | 40.59 | 189.97 | 41.55 | 399.27 | 77.12 | 7349.24 | 1.12 | 109.27 | 181.54 | 0.60 |
| CR-09-03 | 0.00 | 8.49 | 0.05 | 0.82 | 2.79 | 0.36 | 16.78 | 6.20 | 78.08 | 31.37 | 146.45 | 32.45 | 311.82 | 60.80 | 6822.45 | 1.19 | 110.50 | 178.46 | 0.62 |
| CR-09-04 | 0.03 | 7.87 | 0.05 | 0.47 | 1.90 | 0.26 | 11.57 | 4.41 | 58.94 | 24.16 | 113.90 | 25.73 | 249.20 | 48.12 | 6861.88 | 1.28 | 83.76 | 154.15 | 0.54 |
| CR-09-05 | 0.01 | 11.49 | 0.03 | 0.87 | 2.59 | 0.26 | 20.97 | 7.92 | 102.26 | 41.59 | 194.00 | 42.67 | 401.54 | 77.26 | 9508.87 | 1.44 | 149.16 | 246.21 | 0.61 |
| CR-09-06 | 0.00 | 9.26 | 0.03 | 0.70 | 1.91 | 0.29 | 14.32 | 5.30 | 67.58 | 27.85 | 131.77 | 28.96 | 277.21 | 54.31 | 7114.37 | 1.29 | 99.49 | 179.66 | 0.55 |
| CR-09-07 | 0.02 | 9.32 | 0.03 | 0.81 | 2.29 | 0.29 | 15.43 | 5.52 | 72.58 | 29.20 | 136.35 | 30.63 | 296.20 | 57.62 | 7457.10 | 1.27 | 107.76 | 193.19 | 0.56 |
| CR-09-08 | 0.00 | 9.03 | 0.03 | 0.58 | 2.01 | 0.20 | 14.50 | 4.94 | 67.99 | 28.18 | 129.32 | 28.83 | 273.90 | 55.52 | 3866.00 | 1.25 | 101.44 | 178.50 | 0.57 |
| CR-09-09 | 0.00 | 9.53 | 0.03 | 1.02 | 2.26 | 0.29 | 14.75 | 5.60 | 73.51 | 29.92 | 140.61 | 31.10 | 302.44 | 59.34 | 7628.96 | 1.29 | 147.27 | 240.17 | 0.61 |
| CR-09-10 | 0.38 | 10.70 | 0.22 | 1.75 | 2.70 | 0.37 | 15.86 | 5.98 | 76.31 | 30.82 | 145.45 | 32.04 | 308.34 | 60.17 | 7391.04 | 1.27 | 119.60 | 201.77 | 0.59 |
| CR-09-11 | 0.06 | 8.37 | 0.05 | 0.70 | 1.99 | 0.28 | 14.20 | 5.13 | 67.97 | 27.44 | 127.42 | 28.64 | 279.80 | 54.32 | 7799.85 | 1.23 | 92.15 | 163.78 | 0.56 |
| CR-09-12 | 0.00 | 9.20 | 0.05 | 1.15 | 3.22 | 0.41 | 18.71 | 6.78 | 88.29 | 35.50 | 164.12 | 36.01 | 346.39 | 68.07 | 6938.86 | 1.17 | 144.32 | 214.98 | 0.67 |
| CR-09-13 | 0.00 | 9.17 | 0.05 | 0.80 | 2.65 | 0.36 | 18.10 | 6.39 | 82.71 | 33.59 | 156.47 | 34.57 | 332.79 | 63.80 | 7097.08 | 1.24 | 118.20 | 192.37 | 0.61 |
| CR-09-14 | 0.02 | 12.27 | 0.01 | 0.75 | 2.26 | 0.19 | 15.16 | 5.92 | 78.05 | 32.54 | 156.45 | 35.61 | 344.93 | 67.32 | 7771.96 | 1.44 | 156.47 | 301.53 | 0.52 |
| CR-09-15 | 0.04 | 9.08 | 0.07 | 0.70 | 2.14 | 0.27 | 14.15 | 5.25 | 70.26 | 27.96 | 133.26 | 29.93 | 289.27 | 56.21 | 7074.25 | 1.31 | 115.56 | 195.26 | 0.59 |
| CR-09-16 | 0.03 | 10.64 | 0.09 | 1.68 | 4.16 | 0.43 | 26.28 | 9.25 | 116.38 | 46.64 | 213.86 | 46.47 | 440.57 | 84.96 | 7221.46 | 1.34 | 168.17 | 259.16 | 0.65 |
| CR-09-17 | 0.00 | 9.17 | 0.03 | 0.90 | 2.51 | 0.25 | 16.41 | 6.08 | 77.29 | 31.45 | 148.09 | 33.34 | 323.90 | 62.55 | 6878.47 | 1.31 | 118.08 | 201.88 | 0.58 |
| CR-09-18 | 0.00 | 12.82 | 0.22 | 4.17 | 7.46 | 0.86 | 43.56 | 15.01 | 194.96 | 78.94 | 355.77 | 73.52 | 686.96 | 132.60 | 4809.20 | 1.23 | 321.18 | 399.92 | 0.80 |
| CR-09-19 | 0.00 | 8.35 | 0.04 | 1.01 | 3.43 | 0.42 | 21.30 | 7.48 | 90.45 | 35.89 | 165.72 | 35.57 | 342.93 | 64.81 | 5917.58 | 1.20 | 123.58 | 178.14 | 0.69 |
| CR-09-20 | 0.00 | 10.25 | 0.09 | 1.61 | 3.71 | 0.41 | 21.16 | 8.46 | 104.60 | 42.46 | 199.34 | 43.90 | 421.58 | 84.44 | 4566.77 | 1.18 | 173.91 | 258.71 | 0.67 |
| QMDZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-13-01 | 0.10 | 23.11 | 0.61 | 9.25 | 17.91 | 2.65 | 133.14 | 45.59 | 556.38 | 213.41 | 915.94 | 179.14 | 1553.61 | 294.68 | 453788.30 | 1.07 | 1037.14 | 778.29 | 1.33 |
| CR-13-02 | 0.02 | 21.79 | 0.10 | 2.12 | 5.40 | 0.52 | 34.21 | 12.65 | 157.66 | 63.52 | 289.89 | 61.35 | 559.86 | 106.78 | 461192.79 | 1.35 | 650.64 | 628.33 | 1.04 |
| CR-13-03 | 0.01 | 20.15 | 0.20 | 3.50 | 8.30 | 1.12 | 54.38 | 19.07 | 232.85 | 89.73 | 399.79 | 81.35 | 726.84 | 137.90 | 464593.44 | 1.14 | 544.02 | 483.79 | 1.12 |
| CR-13-04 | 0.00 | 11.51 | 0.16 | 3.05 | 7.78 | 1.06 | 45.18 | 15.47 | 185.61 | 71.40 | 309.72 | 62.82 | 558.30 | 106.63 | 442520.84 | 1.23 | 243.25 | 290.16 | 0.84 |
| CR-13-05 | 0.00 | 8.14 | 0.04 | 0.84 | 2.82 | 0.34 | 17.45 | 6.23 | 82.89 | 33.16 | 157.96 | 34.71 | 339.59 | 69.39 | 458331.97 | 1.48 | 99.05 | 419.40 | 0.24 |
| CR-13-06 | 0.03 | 21.44 | 0.30 | 4.92 | 11.07 | 1.27 | 63.08 | 22.32 | 277.83 | 110.08 | 490.40 | 99.57 | 884.08 | 167.46 | 461804.23 | 1.23 | 632.80 | 599.00 | 1.06 |
| CR-13-07 | 0.03 | 17.94 | 0.17 | 3.32 | 7.73 | 0.83 | 44.40 | 15.97 | 199.08 | 78.97 | 355.24 | 73.82 | 667.43 | 127.18 | 463825.74 | 1.33 | 495.87 | 532.77 | 0.93 |
| CR-13-08 | 0.02 | 11.37 | 0.12 | 3.15 | 7.83 | 0.95 | 44.45 | 15.09 | 180.80 | 68.25 | 298.48 | 60.87 | 542.96 | 102.54 | 464729.71 | 1.27 | 223.79 | 264.92 | 0.84 |
| CR-13-09 | 0.04 | 24.32 | 0.44 | 8.41 | 17.30 | 1.76 | 101.46 | 34.49 | 414.51 | 159.24 | 688.00 | 136.70 | 1202.03 | 221.33 | 458810.59 | 1.21 | 766.96 | 701.38 | 1.09 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------|-------|------|------|-------|------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|-----------|------|---------|--------|------|
| CR-13-10 | 0.00 | 16.54 | 0.20 | 3.63 | 8.15 | 0.93 | 48.62 | 16.92 | 208.00 | 80.36 | 358.05 | 73.08 | 653.67 | 123.66 | 462217.94 | 1.26 | 400.88 | 433.13 | 0.93 |
| CR-13-11 | 0.01 | 16.30 | 0.27 | 4.19 | 9.18 | 1.02 | 50.88 | 17.95 | 221.62 | 86.64 | 383.36 | 78.54 | 701.06 | 132.35 | 462447.19 | 1.23 | 421.90 | 455.55 | 0.93 |
| CR-13-12 | 0.04 | 28.12 | 0.65 | 9.03 | 18.36 | 1.95 | 111.91 | 37.76 | 464.69 | 179.43 | 788.69 | 157.07 | 1372.52 | 256.48 | 454289.00 | 1.20 | 990.00 | 880.76 | 1.12 |
| CR-13-13 | 0.03 | 16.11 | 0.09 | 1.43 | 4.13 | 0.47 | 27.73 | 10.10 | 126.49 | 50.39 | 229.30 | 48.93 | 447.07 | 85.15 | 467962.28 | 1.30 | 416.51 | 463.51 | 0.90 |
| CR-13-14 | 0.05 | 14.77 | 0.29 | 5.18 | 11.35 | 1.25 | 64.66 | 22.06 | 265.10 | 101.45 | 438.55 | 88.44 | 792.95 | 146.62 | 462465.00 | 1.19 | 400.10 | 420.04 | 0.95 |
| CR-13-15 | 0.03 | 16.02 | 0.26 | 5.66 | 10.31 | 1.18 | 60.01 | 21.20 | 251.89 | 96.10 | 424.74 | 85.53 | 764.56 | 143.04 | 460902.38 | 1.24 | 403.32 | 436.31 | 0.92 |
| CR-13-16 | 0.01 | 16.35 | 0.32 | 6.24 | 13.01 | 1.38 | 72.75 | 24.51 | 298.87 | 114.58 | 497.84 | 99.88 | 885.78 | 163.40 | 462395.76 | 1.21 | 470.21 | 486.67 | 0.97 |
| CR-13-17 | 0.03 | 16.69 | 0.33 | 6.80 | 12.03 | 1.34 | 68.15 | 23.61 | 287.67 | 108.67 | 478.71 | 96.76 | 849.09 | 154.96 | 468163.40 | 1.22 | 477.00 | 496.70 | 0.96 |
| CR-13-18 | 0.03 | 17.52 | 0.40 | 6.93 | 14.05 | 1.71 | 85.07 | 28.84 | 344.45 | 130.50 | 562.86 | 112.71 | 999.87 | 182.90 | 461838.95 | 1.16 | 539.99 | 532.65 | 1.01 |
| CR-13-19 | 0.07 | 28.00 | 0.60 | 9.64 | 20.17 | 2.54 | 131.26 | 44.80 | 537.59 | 204.47 | 873.93 | 173.92 | 1510.06 | 273.66 | 457763.68 | 1.11 | 1020.78 | 832.00 | 1.23 |
| CR-13-20 | 0.00 | 14.37 | 0.16 | 4.35 | 9.27 | 1.06 | 52.83 | 18.10 | 217.80 | 82.29 | 354.52 | 72.42 | 645.82 | 115.62 | 466789.88 | 1.27 | 320.99 | 364.93 | 0.88 |
| MGZ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CR-15-01 | 0.00 | 5.72 | 0.03 | 0.63 | 1.46 | 0.24 | 9.98 | 3.61 | 48.23 | 19.41 | 92.36 | 20.88 | 206.82 | 40.33 | 465907.44 | 1.21 | 40.18 | 76.76 | 0.52 |
| CR-15-02 | 0.00 | 8.68 | 0.33 | 5.63 | 9.88 | 1.06 | 47.60 | 15.05 | 174.45 | 63.70 | 272.86 | 55.17 | 486.40 | 88.04 | 466275.96 | 1.08 | 149.48 | 164.36 | 0.91 |
| CR-15-03 | 0.04 | 9.38 | 0.37 | 6.31 | 10.80 | 1.24 | 53.96 | 18.01 | 212.84 | 79.95 | 344.65 | 68.60 | 603.07 | 110.87 | 462507.83 | 1.06 | 205.73 | 220.64 | 0.93 |
| CR-15-04 | 0.05 | 16.92 | 0.38 | 6.65 | 12.56 | 1.20 | 72.24 | 24.74 | 299.42 | 115.65 | 498.93 | 99.75 | 872.60 | 160.60 | 460868.67 | 1.17 | 550.45 | 529.52 | 1.04 |
| CR-15-05 | 0.00 | 7.21 | 0.10 | 2.26 | 5.92 | 0.88 | 32.69 | 10.62 | 121.05 | 45.18 | 193.19 | 40.02 | 366.56 | 67.75 | 464247.65 | 1.15 | 92.32 | 110.47 | 0.84 |
| CR-15-06 | 0.00 | 7.16 | 0.02 | 0.70 | 1.61 | 0.26 | 12.64 | 4.78 | 62.67 | 25.23 | 118.25 | 26.31 | 249.75 | 48.21 | 463317.28 | 1.24 | 60.63 | 99.35 | 0.61 |
| CR-15-07 | 0.05 | 7.86 | 0.41 | 5.99 | 9.89 | 1.15 | 44.69 | 13.95 | 162.76 | 59.93 | 257.37 | 51.13 | 448.63 | 82.96 | 464361.58 | 1.07 | 131.38 | 166.48 | 0.79 |
| CR-15-08 | 0.00 | 5.29 | 0.03 | 0.76 | 2.21 | 0.35 | 14.30 | 5.13 | 62.32 | 23.86 | 108.96 | 23.23 | 218.47 | 41.65 | 465611.03 | 1.21 | 45.08 | 71.67 | 0.63 |
| CR-15-09 | 0.03 | 8.84 | 0.25 | 4.51 | 8.22 | 0.80 | 38.82 | 12.16 | 138.76 | 50.44 | 216.70 | 43.83 | 396.14 | 72.59 | 464206.71 | 1.17 | 110.08 | 137.04 | 0.80 |
| CR-15-10 | 0.03 | 11.37 | 0.19 | 4.14 | 9.88 | 0.82 | 47.55 | 15.31 | 175.65 | 63.79 | 273.35 | 54.55 | 475.51 | 85.91 | 462634.24 | 1.23 | 175.19 | 218.39 | 0.80 |
| CR-15-11 | 0.01 | 11.54 | 0.04 | 0.86 | 2.69 | 0.15 | 17.64 | 6.64 | 83.76 | 32.46 | 148.73 | 31.98 | 302.91 | 56.61 | 460505.21 | 1.36 | 128.26 | 223.89 | 0.57 |
| CR-15-12 | 0.04 | 7.46 | 0.16 | 2.94 | 6.92 | 1.02 | 38.54 | 12.81 | 152.16 | 57.00 | 249.54 | 51.12 | 455.44 | 84.76 | 462612.00 | 1.11 | 142.69 | 159.32 | 0.90 |
| CR-15-13 | 0.02 | 7.18 | 0.03 | 0.29 | 1.58 | 0.16 | 9.43 | 3.66 | 47.55 | 19.73 | 93.83 | 20.48 | 199.05 | 38.56 | 464123.88 | 1.30 | 54.83 | 104.89 | 0.52 |
| CR-15-14 | 0.00 | 7.33 | 0.06 | 2.13 | 5.22 | 0.78 | 28.97 | 9.45 | 107.75 | 39.51 | 171.21 | 35.70 | 321.96 | 59.82 | 465585.11 | 1.15 | 94.15 | 103.91 | 0.91 |
| CR-15-15 | 0.00 | 6.18 | 0.03 | 0.28 | 1.09 | 0.23 | 7.66 | 2.68 | 36.74 | 14.96 | 72.64 | 16.48 | 167.30 | 34.29 | 457797.85 | 1.22 | 47.09 | 83.29 | 0.57 |
| CR-15-16 | 0.00 | 7.52 | 0.02 | 0.62 | 1.31 | 0.22 | 10.60 | 4.00 | 51.52 | 21.39 | 99.03 | 21.74 | 211.52 | 40.97 | 466195.20 | 1.32 | 60.84 | 118.74 | 0.51 |
| CR-15-17 | 0.00 | 6.81 | 0.03 | 0.81 | 1.99 | 0.31 | 14.02 | 4.83 | 60.49 | 23.61 | 106.98 | 23.02 | 217.94 | 42.20 | 465056.90 | 1.18 | 56.07 | 90.86 | 0.62 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-----------|------|--------|--------|------|
| CR-15-18 | 0.00 | 5.34 | 0.01 | 0.54 | 1.31 | 0.23 | 8.31 | 2.96 | 38.61 | 15.87 | 76.21 | 17.19 | 169.84 | 33.44 | 466452.21 | 1.16 | 39.75 | 74.17 | 0.54 |
| CR-15-19 | 0.00 | 13.61 | 0.04 | 0.57 | 2.04 | 0.09 | 13.27 | 5.39 | 73.89 | 30.64 | 152.75 | 35.03 | 340.09 | 67.27 | 458920.67 | 1.69 | 192.85 | 420.82 | 0.46 |
| CR-15-20 | 0.02 | 5.75 | 0.05 | 0.96 | 3.08 | 0.36 | 14.99 | 5.11 | 62.69 | 23.91 | 108.18 | 23.91 | 227.34 | 44.08 | 465610.54 | 1.08 | 55.35 | 86.45 | 0.64 |

Table 3: Cerro el Roble Granodioritic Zone outcrops whole rock major elements geochemistry (Wt. %)

| Label | PC01M02 (Felsic Dike) | PC01M03 | PC01M04 | PC01M05 | PC01M06 | PC01M07 | PC01M010 | PC01M011 | PC01M012 | PC02M01 |
|------------------------------------|--|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| Zone | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ |
| Height | 1258 | 1258 | 1270 | 1320 | 1377 | 1422 | 1495 | 1558 | 1632 | 1610 |
| UTM (E) | 312864 | 312864 | 312816 | 312561 | 312260 | 311908 | 311477 | 311024 | 310646 | 310539 |
| UTM (N) | 6345818 | 6345818 | 6345720 | 6345815 | 6345769 | 6345747 | 6346019 | 6346257 | 6346826 | 6346997 |
| SiO₂ | 74.94 | 64.52 | 65.73 | 66 | 64.31 | 63.56 | 64.18 | 64.89 | 63.58 | 62.82 |
| Al₂O₃ | 13 | 16.33 | 15.9 | 15.58 | 15.7 | 16.51 | 16.84 | 16.11 | 16.06 | 16.12 |
| Fe₂O₃ | < 0.01 | 1.52 | 0.19 | 1.78 | 2.99 | 1.4 | 1.3 | 0.67 | 0.62 | 1.2 |
| FeO | 0.7 | 3.3 | 4.3 | 2.7 | 2.2 | 3.8 | 3.8 | 4.2 | 4.5 | 4.2 |
| MnO | 0.011 | 0.105 | 0.102 | 0.089 | 0.109 | 0.094 | 0.121 | 0.105 | 0.087 | 0.092 |
| MgO | 0.09 | 1.61 | 1.63 | 1.53 | 1.8 | 1.87 | 1.83 | 1.73 | 1.94 | 1.92 |
| CaO | 1.05 | 4.19 | 4.17 | 3.83 | 4.26 | 3.99 | 4.53 | 4.24 | 4.29 | 4.3 |
| Na₂O | 3.15 | 4.06 | 3.95 | 3.82 | 4.09 | 4.34 | 4.36 | 4.01 | 3.99 | 3.85 |
| K₂O | 5.14 | 2.45 | 2.33 | 2.76 | 2.33 | 2.45 | 2.3 | 2.63 | 2.69 | 2.64 |
| TiO₂ | 0.062 | 0.499 | 0.49 | 0.478 | 0.555 | 0.58 | 0.579 | 0.545 | 0.613 | 0.63 |
| P₂O₅ | 0.02 | 0.17 | 0.14 | 0.15 | 0.17 | 0.17 | 0.15 | 0.16 | 0.15 | 0.16 |
| LOI | 0.28 | 0.37 | 0.22 | 0.5 | 0.39 | 0.91 | 0.46 | 0.41 | 0.83 | 0.62 |
| LOI₂ | 0.2 | 0 | -0.27 | 0.2 | 0.15 | 0.48 | 0.04 | -0.06 | 0.32 | 0.14 |
| Total | 98.38 | 99.49 | 99.63 | 99.52 | 99.15 | 100.1 | 100.9 | 100.2 | 99.86 | 99.01 |
| Total 2 | 98.3 | 99.12 | 99.15 | 99.22 | 98.91 | 99.68 | 100.4 | 99.7 | 99.36 | 98.54 |

Table 4: Cerro el Roble Granodioritic Zone outcrops whole rock trace elements geochemistry (ppm)

| Label | PC01M02 (Felsic Dike) | PC01M03 | PC01M04 | PC01M05 | PC01M06 | PC01M07 | PC01M010 | PC01M011 | PC01M012 | PC02M01 |
|-----------------|--------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Zone | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ | GZ |
| Height | 1258 | 1258 | 1270 | 1320 | 1377 | 1422 | 1495 | 1558 | 1632 | 1610 |
| UTM (E) | 312864 | 312864 | 312816 | 312561 | 312260 | 311908 | 311477 | 311024 | 310646 | 310539 |
| UTM (N) | 6345818 | 6345818 | 6345720 | 6345815 | 6345769 | 6345747 | 6346019 | 6346257 | 6346826 | 6346997 |
| Sc | < 1 | 10 | 11 | 9 | 12 | 13 | 13 | 12 | 12 | 13 |
| Be | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| V | 13 | 81 | 78 | 78 | 93 | 99 | 102 | 95 | 102 | 105 |
| Cr | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | 60 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | 100 |
| Co | < 1 | 10 | 10 | 9 | 11 | 12 | 12 | 11 | 12 | 13 |
| Ni | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 |
| Cu | < 10 | 40 | 50 | 40 | 60 | 400 | 60 | 110 | 50 | 210 |
| Zn | < 30 | 50 | 60 | 40 | 60 | 50 | 70 | 60 | 50 | 40 |
| Ga | 11 | 18 | 17 | 17 | 17 | 19 | 19 | 18 | 18 | 17 |
| Ge | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| As | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | 7 | < 5 | < 5 |
| Rb | 103 | 81 | 73 | 79 | 64 | 70 | 64 | 85 | 85 | 88 |
| Sr | 122 | 322 | 323 | 291 | 307 | 323 | 349 | 316 | 290 | 308 |
| Y | 4 | 21 | 19 | 18 | 24 | 24 | 23 | 23 | 23 | 25 |
| Zr | 63 | 155 | 156 | 153 | 146 | 140 | 157 | 155 | 133 | 165 |
| Nb | < 1 | 4 | 3 | 3 | < 1 | 3 | 4 | 4 | 4 | 5 |
| Mo | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 |
| Ag | < 0.5 | 1 | 0.9 | 1 | 1.2 | 1.1 | 1 | 1.1 | 1.2 | 1 |
| In | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 |
| Sn | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | 3 | < 1 | 1 | 1 | < 1 |
| Sb | 0.7 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 1.6 | 0.9 | 1.9 | < 0.5 | < 0.5 |
| Cs | 1.9 | 5.2 | 2.9 | 4.1 | 3.6 | 3.7 | 4.1 | 9.4 | 3 | 3.6 |
| Ba | 186 | 346 | 315 | 495 | 467 | 432 | 431 | 463 | 437 | 430 |
| La | 5.4 | 16.5 | 14.3 | 13.6 | 15.2 | 16.7 | 17.3 | 14.8 | 17.1 | 14.2 |

| | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ce | 9 | 37.3 | 32.6 | 31.7 | 34.6 | 38.8 | 39.7 | 35.2 | 38.7 | 33.5 |
| Pr | 0.91 | 4.57 | 3.86 | 3.8 | 4.27 | 4.69 | 4.72 | 4.23 | 5.19 | 4.57 |
| Nd | 2.9 | 18.9 | 16.3 | 15.8 | 18 | 19.5 | 19.7 | 17.8 | 20.6 | 18.6 |
| Sm | 0.5 | 4.3 | 3.8 | 3.6 | 4.3 | 4.4 | 4.4 | 4.1 | 4.9 | 4.7 |
| Eu | 0.43 | 1.02 | 0.93 | 0.93 | 1.03 | 1.1 | 1.1 | 0.94 | 1.04 | 1.05 |
| Gd | 0.6 | 4 | 3.5 | 3.5 | 4.2 | 4.6 | 4.2 | 4 | 4.2 | 4.5 |
| Tb | <0.1 | 0.7 | 0.6 | 0.6 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.8 |
| Dy | 0.6 | 3.9 | 3.4 | 3.4 | 4 | 4.4 | 3.9 | 4.1 | 4.3 | 4.6 |
| Ho | 0.1 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 0.9 | 0.8 | 0.8 | 0.9 | 0.9 |
| Er | 0.4 | 2.3 | 2 | 2 | 2.5 | 2.7 | 2.3 | 2.4 | 2.5 | 2.7 |
| Tm | 0.06 | 0.36 | 0.31 | 0.3 | 0.38 | 0.43 | 0.36 | 0.36 | 0.38 | 0.41 |
| Yb | 0.5 | 2.5 | 2.1 | 2.1 | 2.7 | 3 | 2.5 | 2.4 | 2.6 | 2.8 |
| Lu | 0.11 | 0.43 | 0.36 | 0.35 | 0.47 | 0.51 | 0.42 | 0.4 | 0.44 | 0.46 |
| Hf | 2.4 | 4.3 | 4.5 | 4.1 | 3.7 | 3.9 | 4.2 | 4.2 | 4.1 | 4 |
| Ta | <0.1 | 0.4 | 3.9 | 0.6 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.2 |
| W | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Tl | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.2 |
| Pb | 12 | 6 | 8 | 5 | 8 | 6 | 7 | 12 | 7 | 7 |
| Bi | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 |
| Th | 47.1 | 9 | 8 | 10.9 | 7.6 | 6.8 | 7.8 | 8 | 8.9 | 9.5 |
| U | 5 | 1.8 | 1.3 | 2 | 1.6 | 1.5 | 1.6 | 1.6 | 1.6 | 1.7 |

Table 5: Cerro el Roble Quartz-Monzodioritic Zone outcrops whole rock major elements geochemistry (Wt. %)

| Label | PC02M02 | PC02M03 | PC02M04 | PC02M05 | PC02M06 | PC02M07 | PC02M08 | PCM07 | PC02M10 | PC02M11 | PC02M13A | PC02M13B | PC02M15 |
|-----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Zone | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ |
| Height | 1670 | 1700 | 1713 | 1728 | 1755 | 1793 | 1846 | 1857 | 1930 | 1957 | 1993 | 1993 | 2103 |
| UTM (E) | 310718 | 310770 | 310659 | 310619 | 310762 | 310943 | 311156 | 311013 | 311903 | 311733 | 311506 | 311506 | 311729 |
| UTM (N) | 6347290 | 6347563 | 6347401 | 6347401 | 6347680 | 6348070 | 6348650 | 6348146 | 6348973 | 6349143 | 6349267 | 6349267 | 6349487 |
| SiO2 | 65.17 | 59.65 | 60.46 | 61.55 | 63.72 | 63.66 | 56.88 | 64.59 | 59.78 | 60.78 | 61.28 | 59.08 | 61.89 |
| Al2O3 | 15.88 | 16.71 | 16.76 | 16.92 | 16.44 | 15.7 | 17.04 | 15.59 | 16.59 | 16.33 | 13.09 | 16.3 | 16.55 |
| Fe2O3 | 1.16 | 1.26 | < 0.01 | 1.32 | 0.51 | 1.66 | 1.54 | 2.1 | 1.63 | 2.02 | 0.78 | 1.2 | 2.19 |
| FeO | 3.7 | 5.5 | 5.8 | 4.9 | 4.6 | 3.6 | 5.8 | 2.5 | 5.5 | 4 | 4 | 5.2 | 3.8 |
| MnO | 0.11 | 0.145 | 0.115 | 0.125 | 0.107 | 0.07 | 0.132 | 0.053 | 0.146 | 0.114 | 0.084 | 0.115 | 0.134 |
| MgO | 1.66 | 2.78 | 2.85 | 2.36 | 1.92 | 1.85 | 3.45 | 1.58 | 3.74 | 2.74 | 1.56 | 2.21 | 2.49 |
| CaO | 4.07 | 5.74 | 5.76 | 5.04 | 4.48 | 3.99 | 6.49 | 4.3 | 6.11 | 5.59 | 5.25 | 3.65 | 4.74 |
| Na2O | 3.95 | 4.11 | 4.15 | 4.22 | 4.06 | 4.5 | 3.85 | 4.24 | 3.73 | 3.63 | 1.44 | 4 | 3.8 |
| K2O | 2.79 | 2.16 | 2.24 | 2.48 | 2.67 | 2.71 | 1.75 | 2.39 | 1.67 | 2.62 | 6.47 | 2.8 | 2.79 |
| TiO2 | 0.493 | 0.887 | 0.766 | 0.767 | 0.596 | 0.5 | 0.864 | 0.526 | 0.753 | 0.786 | 0.386 | 0.634 | 0.706 |
| P2O5 | 0.15 | 0.19 | 0.17 | 0.18 | 0.17 | 0.14 | 0.26 | 0.13 | 0.15 | 0.14 | 0.02 | 0.15 | 0.15 |
| LOI | 0.5 | 0.39 | 0.69 | 0.4 | 0.38 | 0.76 | 0.77 | 0.51 | 0.51 | 0.26 | 5.68 | 3.21 | 0.82 |
| LOI2 | 0.09 | -0.23 | 0.04 | -0.15 | -0.13 | 0.36 | 0.12 | 0.23 | -0.11 | -0.18 | 5.23 | 2.63 | 0.39 |
| Total | 100.1 | 100.1 | 100.2 | 100.8 | 100.2 | 99.56 | 99.48 | 98.79 | 100.9 | 99.45 | 100.5 | 99.14 | 100.5 |
| Total 2 | 99.64 | 99.51 | 99.6 | 100.3 | 99.65 | 99.15 | 98.83 | 98.52 | 100.3 | 99 | 100 | 98.55 | 100.1 |

Table 6: Cerro el Roble Quartz-Monzodioritic Zone outcrops major elements whole rock geochemistry (Wt. %)

| Label | PC02M02 | PC02M03 | PC02M04 | PC02M05 | PC02M06 | PC02M07 | PC02M08 | PCM07 | PC02M10 | PC02M11 | PC02M13A | PC02M13B | PC02M15 |
|-----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Zone | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ | QMDZ |
| Height | 1670 | 1700 | 1713 | 1728 | 1755 | 1793 | 1846 | 1857 | 1930 | 1957 | 1993 | 1993 | 2103 |
| UTM (E) | 310718 | 310770 | 310659 | 310619 | 310762 | 310943 | 311156 | 311013 | 311903 | 311733 | 311506 | 311506 | 311729 |
| UTM (N) | 6347290 | 6347563 | 6347401 | 6347401 | 6347680 | 6348070 | 6348650 | 6348146 | 6348973 | 6349143 | 6349267 | 6349267 | 6349487 |
| Sc | 10 | 22 | 20 | 18 | 13 | 11 | 23 | 10 | 24 | 19 | 8 | 15 | 18 |
| Be | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | < 1 | 2 | 1 |
| V | 79 | 181 | 158 | 149 | 104 | 98 | 193 | 86 | 182 | 151 | 107 | 147 | 144 |
| Cr | < 20 | 20 | 30 | < 20 | < 20 | < 20 | 40 | < 20 | 50 | 30 | < 20 | 30 | < 20 |
| Co | 10 | 17 | 15 | 16 | 12 | 8 | 19 | 8 | 20 | 16 | 6 | 12 | 15 |
| Ni | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 | 20 | < 20 | 30 | < 20 | < 20 | < 20 | < 20 |
| Cu | 40 | 130 | 50 | 130 | 350 | 20 | 60 | 40 | 80 | 70 | < 10 | 60 | 40 |
| Zn | 60 | 100 | 50 | 70 | 70 | 30 | 50 | < 30 | 70 | 60 | 60 | 80 | 80 |
| Ga | 18 | 20 | 18 | 20 | 19 | 17 | 18 | 16 | 18 | 18 | 17 | 19 | 18 |
| Ge | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| As | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | < 5 | 5 |
| Rb | 91 | 67 | 62 | 75 | 88 | 62 | 52 | 56 | 61 | 89 | 143 | 114 | 100 |
| Sr | 313 | 336 | 309 | 309 | 318 | 288 | 402 | 308 | 345 | 313 | 178 | 193 | 299 |
| Y | 22 | 24 | 24 | 25 | 23 | 21 | 21 | 22 | 25 | 24 | 21 | 23 | 25 |
| Zr | 137 | 151 | 173 | 182 | 166 | 134 | 123 | 152 | 96 | 219 | 99 | 240 | 159 |
| Nb | 4 | 6 | 6 | 5 | 4 | 4 | 6 | 4 | 6 | 6 | 4 | 6 | 6 |
| Mo | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 | < 2 |
| Ag | 1 | 1.2 | 1.2 | 1.3 | 1.2 | 0.9 | 0.9 | 1.1 | 0.7 | 1.4 | 0.8 | 1.5 | 1 |
| In | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 | < 0.2 |
| Sn | < 1 | < 1 | 1 | < 1 | < 1 | 1 | < 1 | 4 | < 1 | < 1 | 1 | 2 | 1 |
| Sb | 0.5 | < 0.5 | 3 | < 0.5 | 0.6 | < 0.5 | < 0.5 | 0.5 | 0.7 | < 0.5 | < 0.5 | < 0.5 | 0.7 |
| Cs | 5.4 | 4.6 | 1.8 | 3.9 | 3.9 | 1.4 | 2.8 | 2.3 | 4.4 | 3.9 | 3.5 | 3.1 | 3.1 |
| Ba | 466 | 388 | 361 | 418 | 431 | 463 | 340 | 512 | 295 | 355 | 480 | 326 | 395 |
| La | 16 | 15.5 | 15.3 | 15.8 | 16 | 12.3 | 13.3 | 14.1 | 14 | 15.1 | 24.9 | 51.9 | 15.3 |
| Ce | 37.9 | 37.2 | 36.9 | 36.8 | 37.5 | 30.5 | 31 | 37.8 | 32.4 | 35 | 48 | 102 | 37.1 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Pr | 4.54 | 4.58 | 4.71 | 4.43 | 4.52 | 3.91 | 3.92 | 4.78 | 3.98 | 4.41 | 5.42 | 9.85 | 4.55 |
| Nd | 18.5 | 20 | 18.6 | 19.3 | 19.1 | 16.8 | 17.5 | 19.5 | 17.4 | 18.8 | 23.9 | 35.5 | 19.4 |
| Sm | 4.3 | 4.6 | 4.5 | 4.6 | 4.4 | 3.8 | 4.2 | 4.5 | 4.1 | 4.4 | 5.7 | 6.2 | 4.5 |
| Eu | 0.9 | 1.2 | 1.02 | 1.1 | 1.04 | 0.92 | 1.2 | 1.15 | 1.06 | 1.03 | 0.73 | 0.86 | 0.98 |
| Gd | 4.1 | 4.8 | 4.1 | 4.6 | 4.2 | 3.9 | 4.3 | 4.3 | 4.4 | 4.6 | 4.8 | 5.1 | 4.7 |
| Tb | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.8 |
| Dy | 4 | 4.7 | 4.4 | 4.4 | 4 | 3.9 | 4.1 | 4 | 4.4 | 4.4 | 4 | 4.2 | 4.7 |
| Ho | 0.8 | 1 | 0.9 | 0.9 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.9 | 0.9 | 0.8 | 0.9 | 0.9 |
| Er | 2.4 | 2.8 | 2.6 | 2.6 | 2.4 | 2.3 | 2.5 | 2.4 | 2.8 | 2.7 | 2.3 | 2.6 | 2.6 |
| Tm | 0.35 | 0.41 | 0.4 | 0.4 | 0.37 | 0.35 | 0.37 | 0.37 | 0.43 | 0.4 | 0.35 | 0.4 | 0.4 |
| Yb | 2.4 | 2.7 | 2.7 | 2.7 | 2.6 | 2.4 | 2.5 | 2.4 | 3 | 2.6 | 2.5 | 2.7 | 2.7 |
| Lu | 0.4 | 0.45 | 0.43 | 0.46 | 0.43 | 0.43 | 0.42 | 0.4 | 0.5 | 0.45 | 0.42 | 0.45 | 0.46 |
| Hf | 3.8 | 4 | 4.5 | 4.8 | 4.4 | 4.1 | 3.3 | 4.5 | 2.9 | 6.1 | 5.1 | 7.3 | 4.5 |
| Ta | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 10 | 0.5 | 0.4 | 0.6 | 0.6 | 0.7 | 0.6 | 0.5 |
| W | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | 1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | 1 | <1 |
| Tl | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.4 | 0.3 | 0.3 |
| Pb | 8 | 11 | 5 | 9 | 10 | <5 | <5 | 5 | 8 | 7 | <5 | 8 | 11 |
| Bi | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 | <0.4 |
| Th | 9.8 | 6.4 | 7 | 9.2 | 9.8 | 8.9 | 5 | 6.9 | 7.3 | 9.5 | 23.3 | 10.7 | 11.2 |
| U | 1.4 | 1.9 | 2.1 | 1.9 | 2.5 | 1.9 | 1.3 | 2.2 | 2 | 2.3 | 4.2 | 4.4 | 2.6 |

Supplementary Data II: Zircon thermometry constraints

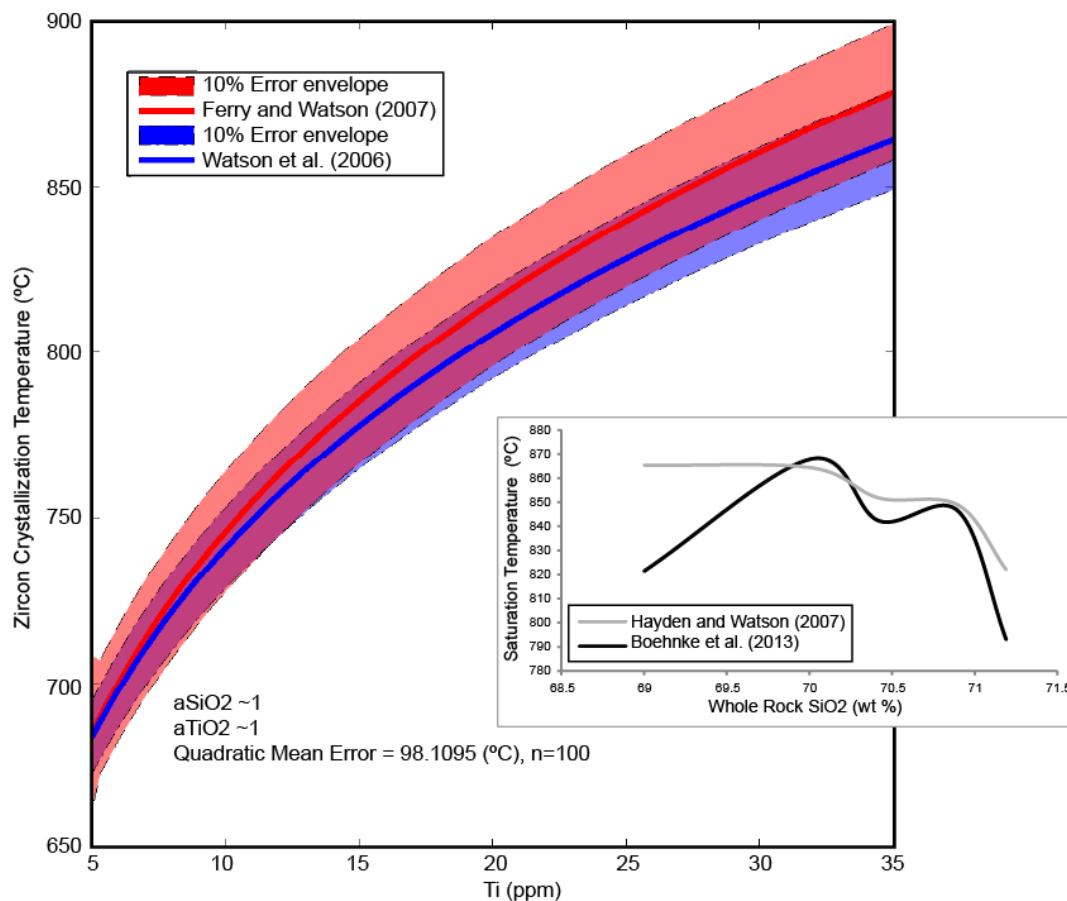


Figure 1: Zircon crystallization temperature versus titanium content, according to Watson et al. (2006) and Ferry & Watson (2007). Error envelopes represent the maximum and minimum values considering 10% titanium uncertainties. Inset shows rutile (Hayden and Watson, 2007) and zircon (Boehnke et al., 2013) saturation temperatures, calculated for MGZ whole rock compositions, representative of late stage residual melts of the Caleu pluton.

Supplementary Data III: Basis, constraints and results of time-dependent conductive thermal modeling

We perform three time-dependent numerical thermal models to constrain the thermal conditions of the late-stage history of the Caleu pluton derived from the following scenarios: 1) magma pulses assembled simultaneously; 2) magma pulses assembled incrementally; and 3) residual melt extraction by diking from a highly crystalline magma system (mush).

Compositional and physical parameters of the magma

Based on the most primitive whole-rock composition of the four zones (Table 1), an oxygen fugacity of QFM+1, and a pressure of 2 kbar we obtained the thermal parameters and physical properties (Table 2) using MELTS (Ghiorso and Sack 1995). Variations of crystallinity and viscosity with temperature of the magmas are shown in Figure 1.

Table 1: Initial melt compositions used in MELTS simulations, corresponding to the most primitive sample of each lithological zone.

| Wt % | GDZ | GZ | QMDZ | MGZ |
|------------------------------------|--------|--------|--------|-------|
| SiO₂ | 51.63 | 59.8 | 56.88 | 69.8 |
| TiO₂ | 1.67 | 0.8 | 0.864 | 0.45 |
| Al₂O₃ | 17.69 | 16.95 | 17.04 | 15.1 |
| Fe₂O₃ | 3.42 | 1.96 | 1.54 | 1.63 |
| FeO | 6.52 | 4 | 5.8 | 1.52 |
| MnO | 0.17 | 0.11 | 0.132 | 0.04 |
| MgO | 4.55 | 2.93 | 3.45 | 0.87 |
| CaO | 8.17 | 5.55 | 6.49 | 2.38 |
| Na₂O | 3.79 | 4.02 | 3.85 | 3.53 |
| K₂O | 1.16 | 2.6 | 1.75 | 3.55 |
| P₂O₅ | 0.48 | 0.16 | 0.26 | 0.08 |
| H₂O | 0.5 | 1.5 | 1.5 | 2 |
| Liquidus temperature (°C) | 1173.6 | 1100.6 | 1108.6 | 976.2 |

Table 2: Parameters used in the modeling

| Symbol | Parameter | Source/value |
|---------------|-------------------------------|---|
| ρ | Density | MELTS- T dependent |
| μ | Viscosity | MELTS- T dependent |
| C_p | Heat capacity | MELTS- T dependent |
| T | Temperature | PDE*-dependent variable |
| t | Time | variable |
| L | Latent heat | MELTS |
| X | Fraction of Exsolved phase | MELTS |
| k | Heat conductivity | Whittington et al. (2009) |
| $GeoT$ | Geothermal gradient | Scenario 1: 30, 45, 60, 75, 90, 105 °C/km Scenario 2 and 3: 45°C/km |
| u | Magma flow velocity | Scenario 1 and 2: $u = 0$ (no convection) PDE-dependent variable |

*PDE = Partial Differential Equations

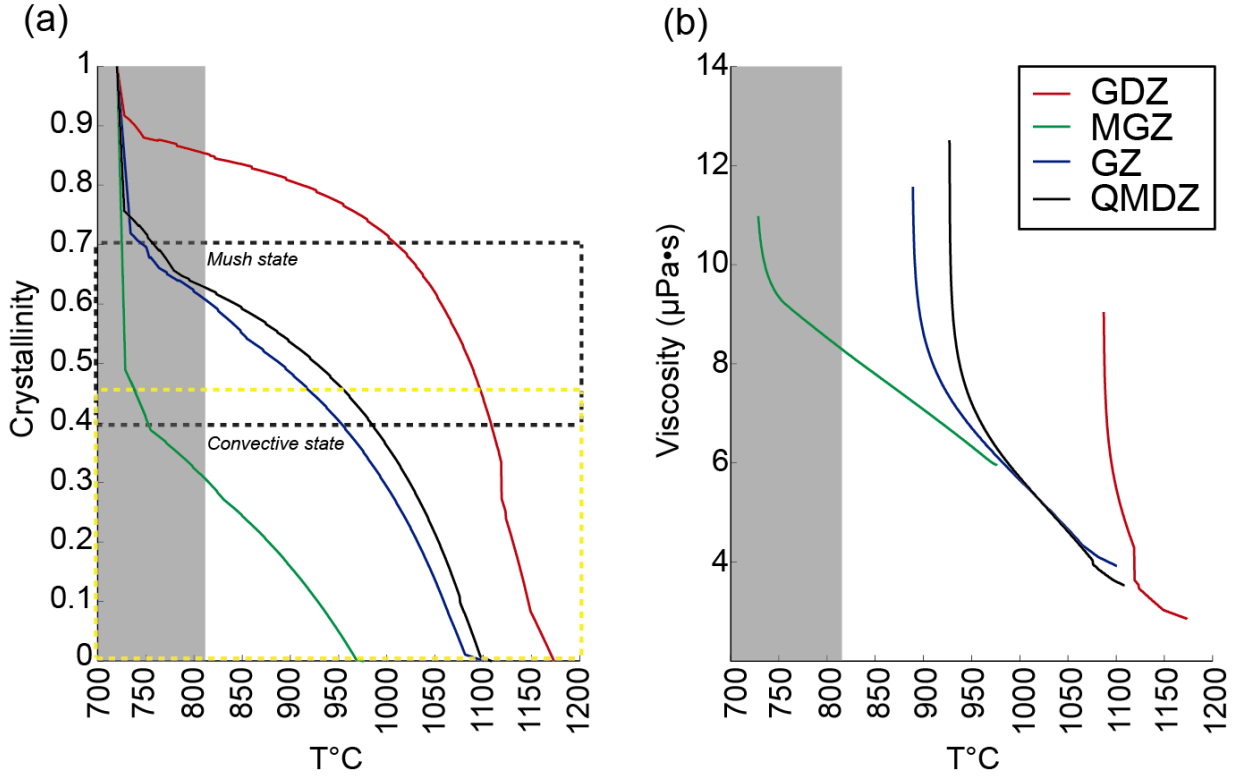


Figure 6.13: MELTS software results of temperature versus: A) Crystallinity and B) effective viscosity. The range of zircon crystallization temperatures obtained in this study is indicated as grey rectangles. Black and yellow discontinuous rectangles represent mush (Bachmann and Bergantz, 2004) and convective state (Gutierrez and Parada, 2010), respectively.

1. Heat transfer

Heat transfer from the Caleu magma reservoir to the surrounding country rocks is obtained from the expression given by Gutiérrez and Parada, (2010):

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} + \rho C_p \vec{u} \cdot \nabla T = \nabla(k \nabla T) + \rho L \frac{\partial X}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

where ρ is density, C_p is heat capacity, T is temperature, t is time, L is latent heat, k is heat conductivity, \vec{u} is the magma flow velocity, and X is the exsolved phase fraction. Initial temperatures correspond to the liquidus temperatures obtained by MELTS. Temperature-dependent heat conductivity is obtained following the thermal diffusivity of Whittington et al. (2009), and a high latent heat of the cooling magma is considered because of the observed high modal abundance (10 vol %) of magnetite, which has a latent heat as high as 650 kJ/kg.

2. Host-rock conditions

The host rock temperature used for the initial conditions is given by a linear geothermal gradient:

$$T_{geo} = (GeoT \times z + 20)^{\circ}C \quad (2)$$

where $GeoT$ is the geothermal gradient prior to the Caleu pluton emplacement and z is the depth.

We explore the effect of geothermal gradients between 30 and 105°C/km on the residual melt preservation above the solidus temperature. Lateral border conditions at approximately 35 km away from the magma reservoir are given by thermal insulation:

$$-\mathbf{n} \cdot (-k * \nabla T) \quad (3)$$

3. Geometry of the Caleu pluton reservoir

The reservoir beneath the pluton was extended down to a depth equivalent to 4 kb by considering the presence of magmatic epidote + quartz (Parada et al., 2002). The geometry of the pluton is assumed to be a cylinder 20 km in diameter and 10 km thick, located at 5 km depth. Each lithological unit is the volume generated by the intersection of rectangular boxes with the cylinder (Figure 2).

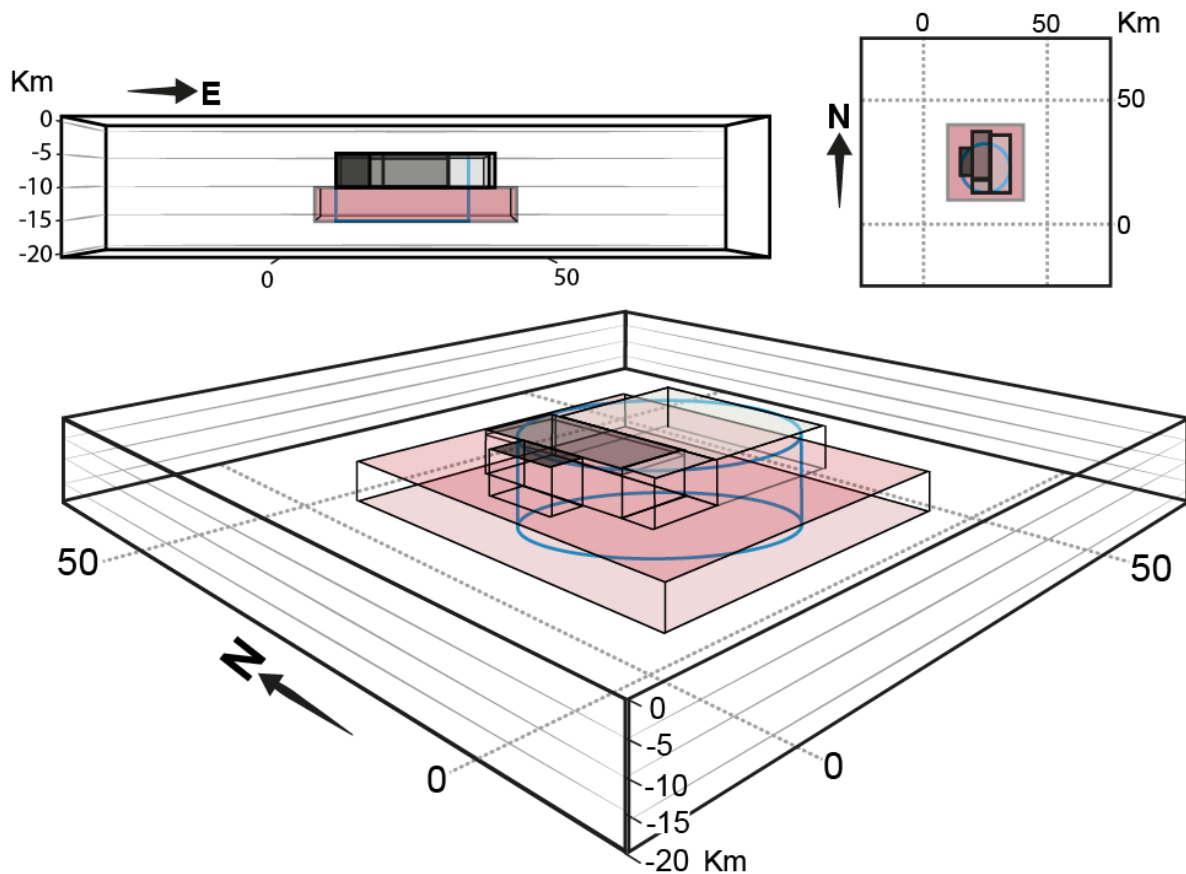


Figure 2: Geometry of the Caleu pluton reservoir used in the thermal modeling of scenario 1 and 2. The volume generated by the intersection between the blue cylinder and the gray scale colored boxes (main lithological zones) represents the modeled pluton reservoir. The small QMDZ is excluded in this figure for simplification.

Scenario 1: results

The main goal of the conductive thermal model of magma pulses assembled simultaneously is to determine the thermal gradients of the country rock prior to the intrusion that allow the protected late-stage cooling of the Caleu pluton. The simulation reproduces the 185°C temperature interval of the zircon crystallization of the GZ sample in 0.2 Myr of cooling, using geothermal gradients between 30 and 105°C/km (see main text Figure 10). This interval is 13 times shorter than the maximum 2.6 Myr interval estimated for the GZ zircon crystallization. Consequently, extremely high geothermal gradients before intrusion are necessary to reproduce the large time and temperature intervals of the zircon crystallization obtained in this study.

Scenario 2: results

Considering the same geometry and conditions of scenario 1 (Fig. 2), a two-dimensional axisymmetric column (i.e., representing a 3D cylinder), in which 200 m thick sills are periodically injected, is used, following the same formulation of Annen et al. (2006). We use the Gelman et al. (2013) simulation to evaluate the intrusion time interval (assembly time required to fill the reservoir volume) and the cooling time (the time of the magma above solidus temperature after sill injections ceased). The results indicate that as more magma is conserved above solidus temperatures the intrusion time decreases (Fig 3a). On the one hand, the cooling time and amount (vol. %) of preserved interstitial melts increase with increasing injection rates (Fig 3b). For example, for a high injection rate of $1.57 \times 10^{-2} \text{ km}^3/\text{yr}$, ~70% of the magma remains as melt, the intrusion time is approximately 200 kyr, and the cooling time is ~850 kyr, resulting in a ~1 Myr whole time interval. On the other hand, at a low injection rate of $3.14 \times 10^{-3} \text{ km}^3/\text{yr}$, the cooling time is negligible and the intrusion time (corresponding to an almost completely crystallized reservoir) does not surpass 1 Myr.

As mentioned in the main text, and in the context of this model, the 2.6 Myr interval of melt preservation, recorded by zircon ages, necessitates an extremely thick reservoir. For example, considering injection rates lower than $3.14 \times 10^{-3} \text{ km}^3/\text{yr}$ or higher than $1.57 \times 10^{-2} \text{ km}^3/\text{yr}$, a reservoir thickness higher than 25 km and 125 km is required, respectively.

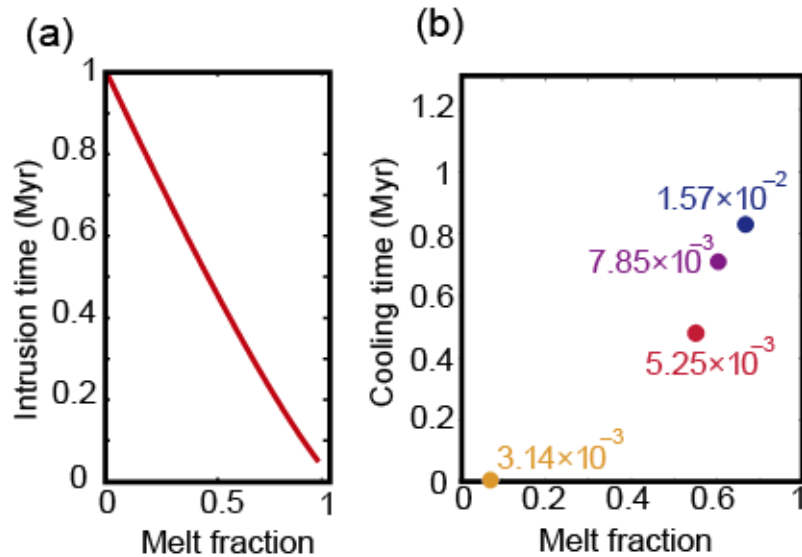


Figure 3: Scenario 2. Magma pulses assembled incrementally. Melt fraction (crystal vol. %) versus: a) Intrusion time (Myr), and b) Cooling time (Myr) at different injection rates

considering silicic magmas and a temperature-dependent thermal conductivity (modified from Gelman et al., 2013).

Scenario 3: results

To evaluate the thermal effect of a dike system that vertically transports magma through a mush column up to the roof, we perform numerical simulations based on equation 2 (see main text), considering: (i) an initial geothermal gradient of 30°C/Km; (ii) the physical properties (density and viscosity) and composition of the extracted magma obtained from the most primitive sample of the GDZ by MELTS upon cooling to 850°C; (iii) dike width; (iv) extraction velocity; (v) dike density distribution (DDD) consistent with field observations; and (vi) melts extracted from a mush column at 2 km beneath the roof. Beyond the scope of this analysis is the mass exchange between the mush and the dikes. We perform simulations with a dike width between 20 cm and 1 m, extraction velocities between 1 m/yr and 1,000 m/yr, and DDD between 2% and 10%.

Temperatures higher than 700°C are rapidly reached at the top of the mush column, suggesting that the dike system is an efficient heat transfer mechanism. The results indicate that the thermal advection primarily depends on the width the dikes followed by the DDD.

On the one hand, for a DDD of 10%, dikes of 20 cm, 50 cm and 1 m width can maintain the temperature of the mush above 700°C at rates higher than 300 m/yr, 100 m/yr and 20 m/yr, respectively (Fig. 4). On the other hand, dikes of 1 m can maintain the temperature of the complete mush column if low extraction rates (~40 m/yr) operate.

The thermal effect of the dike system also depends on the DDD (Figure 5). For example, for dike systems of 50 cm width, and considering dike densities of 2%, 5% and 10%, requires extraction velocities above 530 m/yr, 220 m/yr and 100 m/yr, respectively, to maintain the temperature of the mush higher than 700°C at 1 km under the roof.

The amount of magma evacuated by dikes, considering DDDs above 2%, with respect to the volume of the Caleu pluton (Fig. 6), depends on the extraction velocity and, to a lesser extent, on the dike density. For dike densities of 2%, 5% and 10% and extraction velocities of 100 m/yr, volumes 400, 1,000 and 2,000 times the volume of the Caleu pluton can be evacuated in 1 Ma.

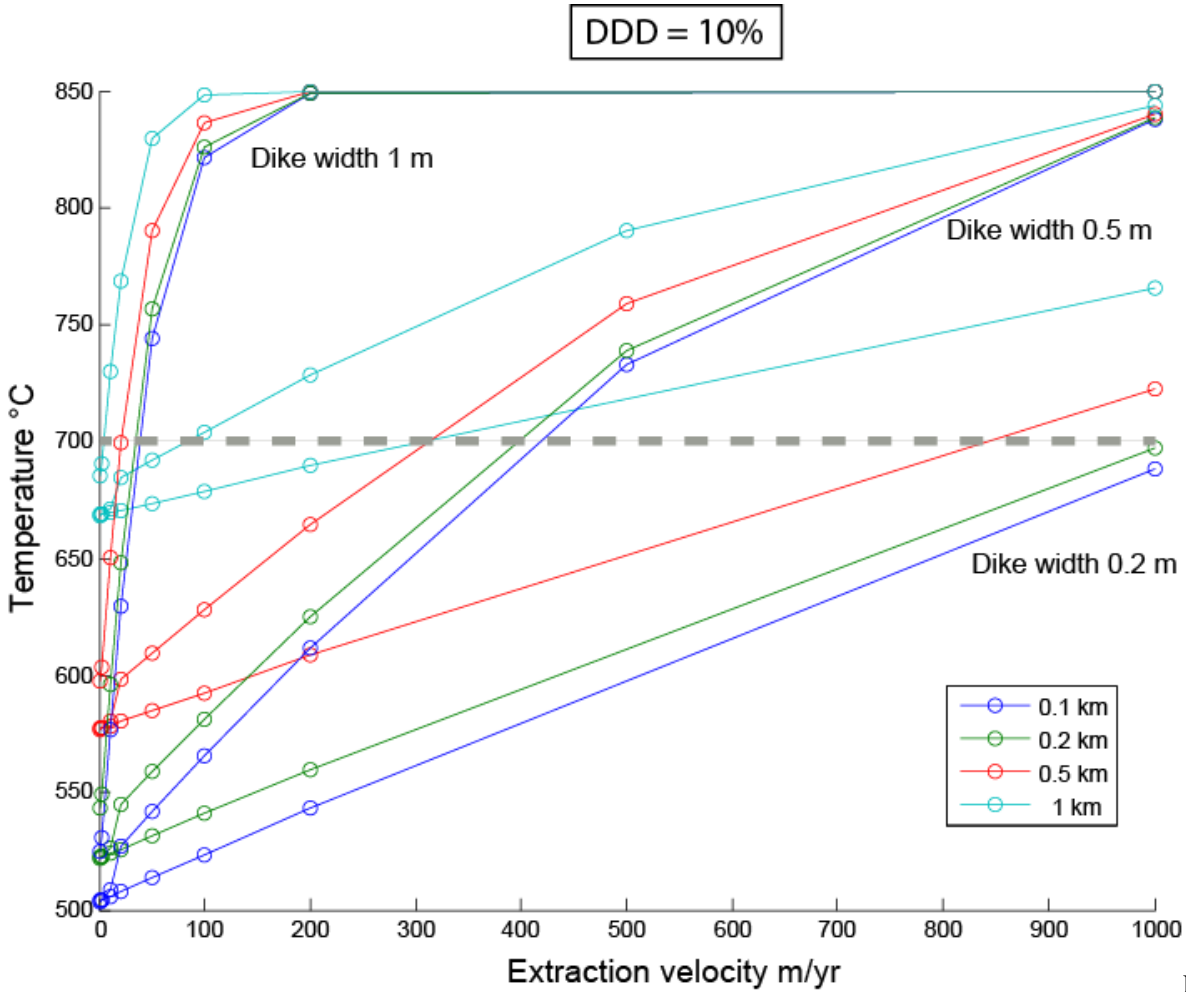


Figure 4: Extraction velocity of melt by diking versus temperature of the mush at different distances below the roof. The simulations consider a DDD of 10%.

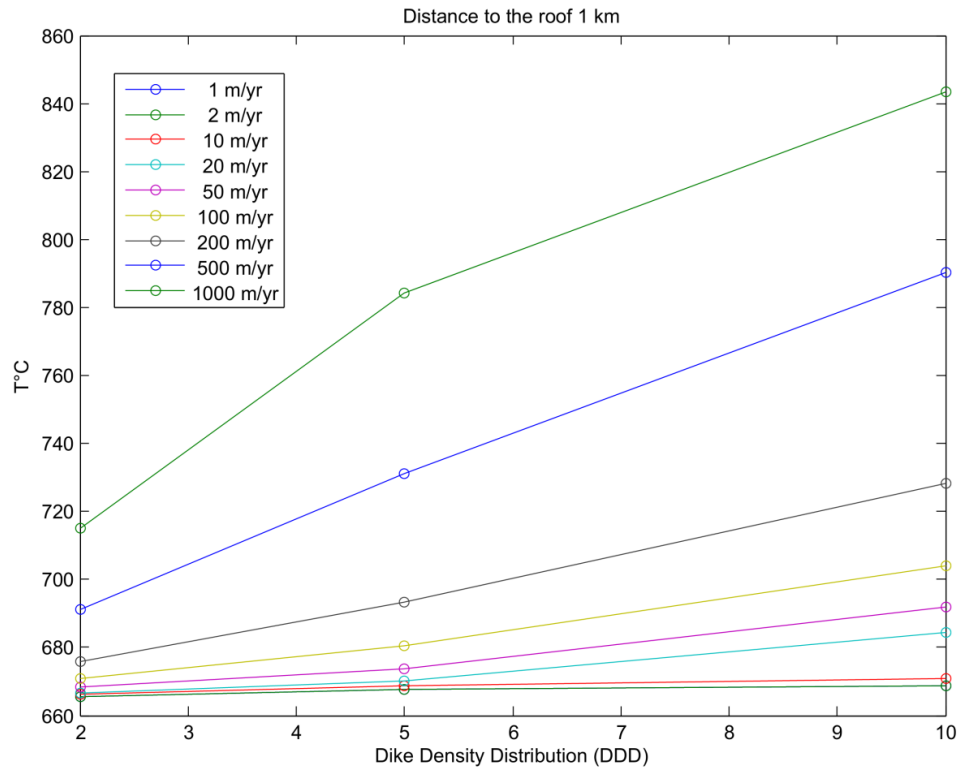


Figure 5: Dike Density Distribution (% vol.) versus temperature at 1 km below the roof for different melt extraction velocities, considering a constant dike width of 50 cm.

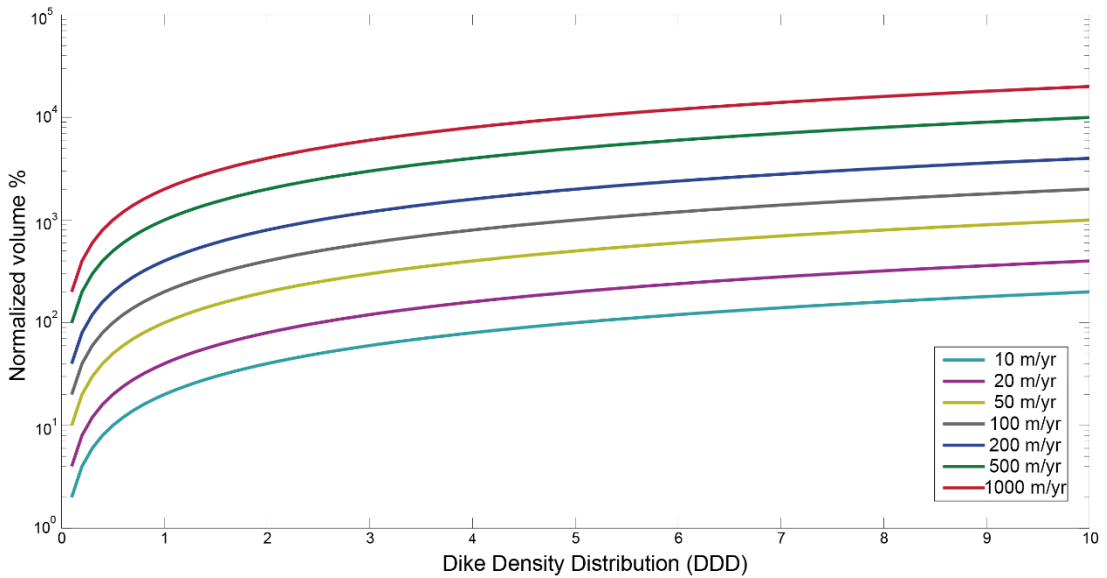


Figure 6: Volume % of extracted melt by diking in 1 Myr (normalized to the volume of the Caleu pluton) calculated at different DDDs and velocities of melt extraction.

APÉNDICE

CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS PARA EL GABRO LA CAMPANA Y EL METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO

El trabajo presentado en el congreso GEOSUR 2013 titulado: “*Unraveling the La Campana gabbro cumulate emplacement conditions and host-rock metamorphism, Coastal Range, Central Chile*” se resume en los siguientes puntos:

Características isotópicas

- Se determinó valores de ϵNd en el rango de 3.55-4.48 y valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.703968 y 0.704265 para el gabro de La Campana (Figura 7.1).

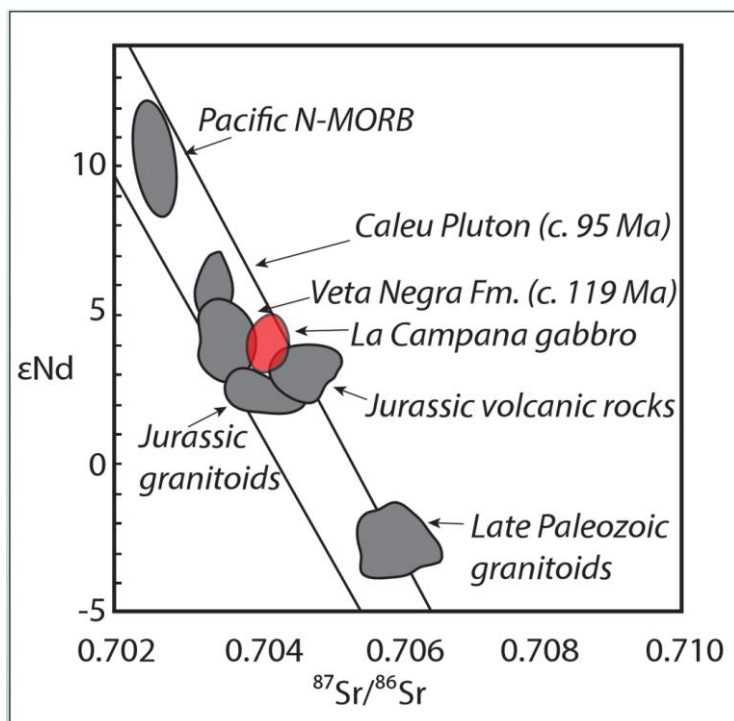


Figura 7.1: Valores de ϵNd y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el gabro de La Campana (en rojo). Figura modificada de Parada et al. (2005). Un valor presente de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})=0.512638$ fue considerado.

Diferenciación magmática

- Observaciones en lámina delgada sugieren texturas ortocumuladas y acumuladas en estas rocas (Figura 7.2).

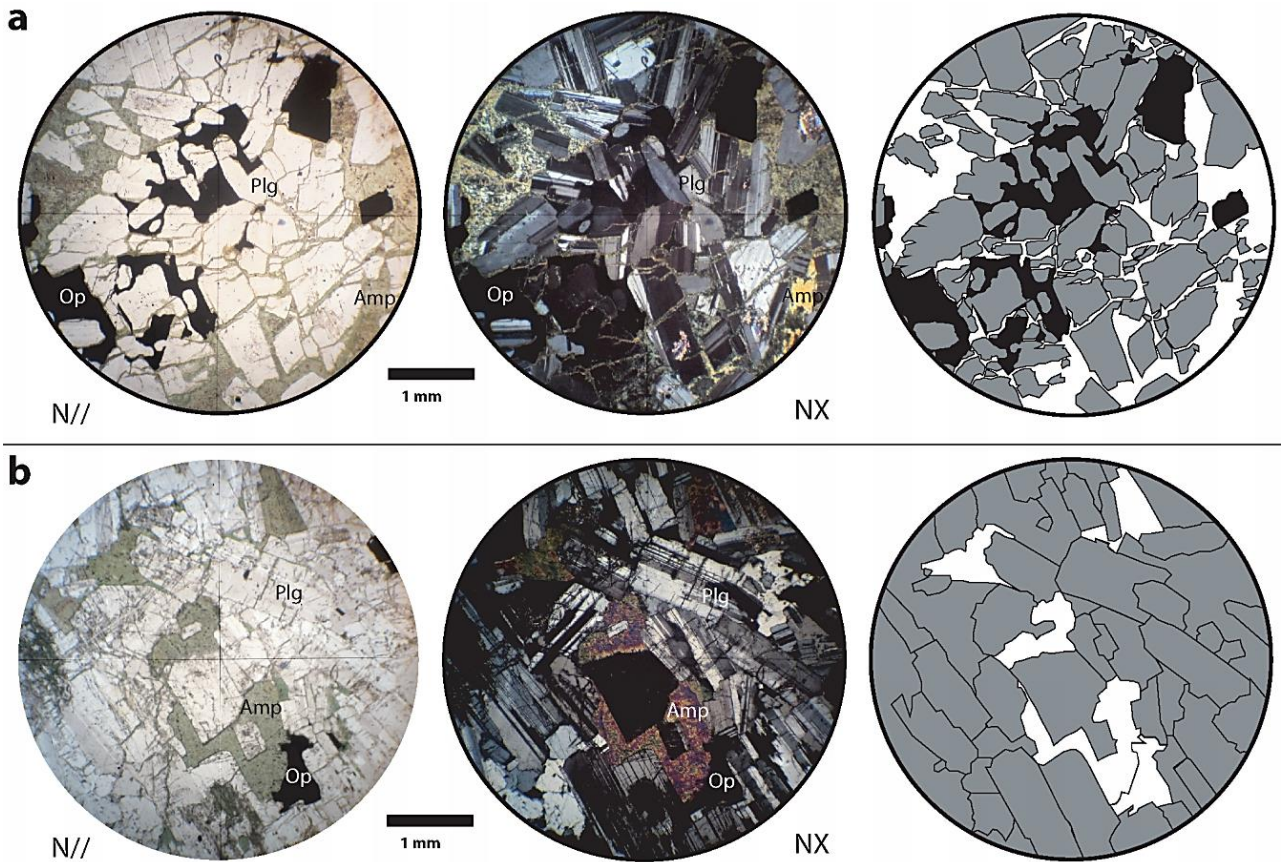


Figura 7.2: Fotomicrografías representativas de las texturas y abundancias modales encontradas en rocas de La Campana. A la derecha, simplificación esquemática de las texturas cumuladas observadas: en plomo, negro y blanco, cristales protoeutéticos, peritéticos y cercanos al eutético, respectivamente. (a) Textura ortocumulada, en donde plagioclasa protoeutética es rodeada por opacos peritéticos y anfíbola intercumulus. La plagioclasa no presenta sobrecrecimientos post-cumulados. (b) Textura adcumulada con plagioclasas automorfas con desarrollo de sobrecrecimientos post-cumulados gruesos. Escasas fases intercumulus.

- Se observa un enriquecimiento en elementos incompatibles (REE) Con la diferenciación, junto con un desarrollo de la anomalía negativa de europio (ϵ_{Eu}). Esto sugiere que la plagioclasa es la principal fase cumulada (congruente con lo observado en lámina delgada), responsable de la variabilidad geoquímica de estas rocas.

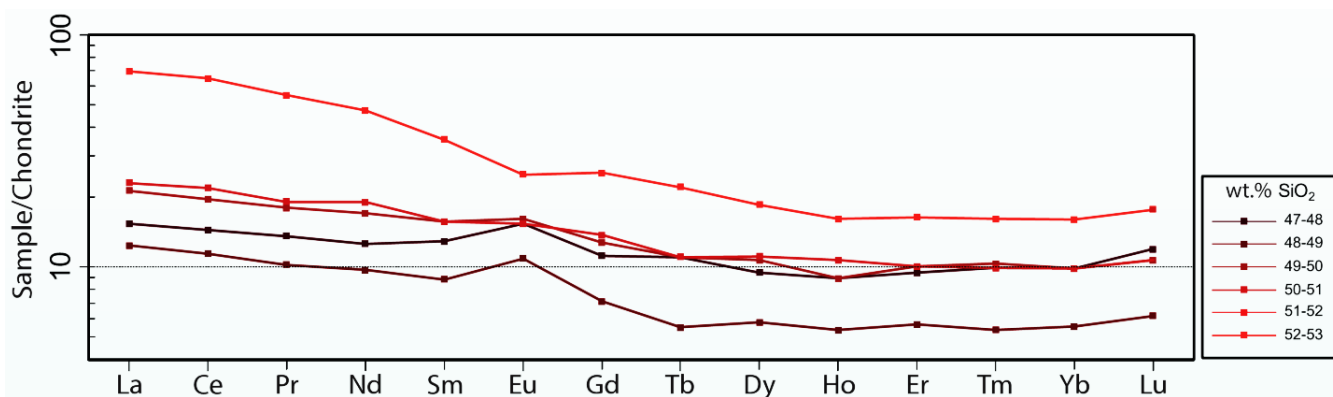


Figura 7.3: Diagrama de REE normalizado al condrito, según contenido de SiO₂ wt. % en roca total.

- Resultados de análisis de EMPA arrojaron composiciones de plagioclasas entre An₈₃ a An₈₁ en núcleos, y An₄₆ a An₅₈ en bordes (ver **ANEXOS**). Por otro lado se reconocieron abundantes inclusiones de ilmenita en clinopiroxeno, en tanto cristales intercumulus fueron reconocidos como magnesio-hornblendas (con escasa hornblenda rica en hierro), magnetita y biotita.
- Se utilizó el geotermómetro de Ti en hornblenda (Otten, 1984), arrojando valores promedio de 570°C, sugiriendo un origen muy tardío (subsólidos) para esta fase. Estos resultados pueden ser producto de una subestimación debido a que las fugacidades de oxígeno pueden estar por sobre el buffer QFM, además no se observa hornblenda en paragénesis con ilmenita (implicando actividades de TiO₂ en el fundido relativamente bajas).

Metamorfismo de contacto

Se modelaron pseudosecciones PTX con el software PerpleX v.6.6.6. para el sistema MnNCKFMASHTO, intersectando isópletas composicionales (ver **ANEXOS**) observadas en distintas fases minerales paragenéticas de dos muestras de la roca caja, cercanas a los bordes del intrusivo, correspondientes a una ocoita corneana (Formación Veta Negra) y una filita de hornblenda (Formación Lo Prado), resultando en:

- Condiciones peak de metamorfismo de 0.2-0.3±1 kbar y 750°C (±10%) para la ocoita según intersección de isópletas de #Mg en anfíbola y fracción de anortita en plagioclasa (Figura 7.4).

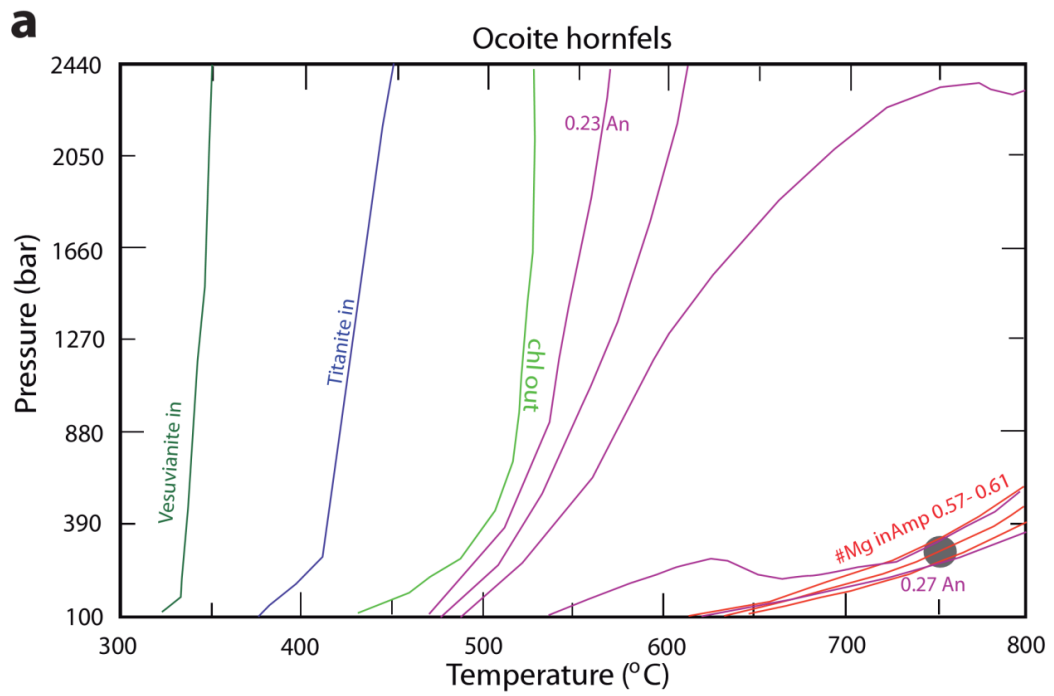


Figura 7.4: (a) Pseudosección simplificada de la ocoite corneana. Círculo plomo representa intersección de isópletas, correspondiente a condiciones peak de metamorfismo.

- Condiciones peak de metamorfismo de $0.2-0.7 \pm 1$ kbar y 770°C ($\pm 10\%$) para la filita de hornblenda según intersección de isópletas de #Mg en anfíbola y biotita (Figura 7.5).

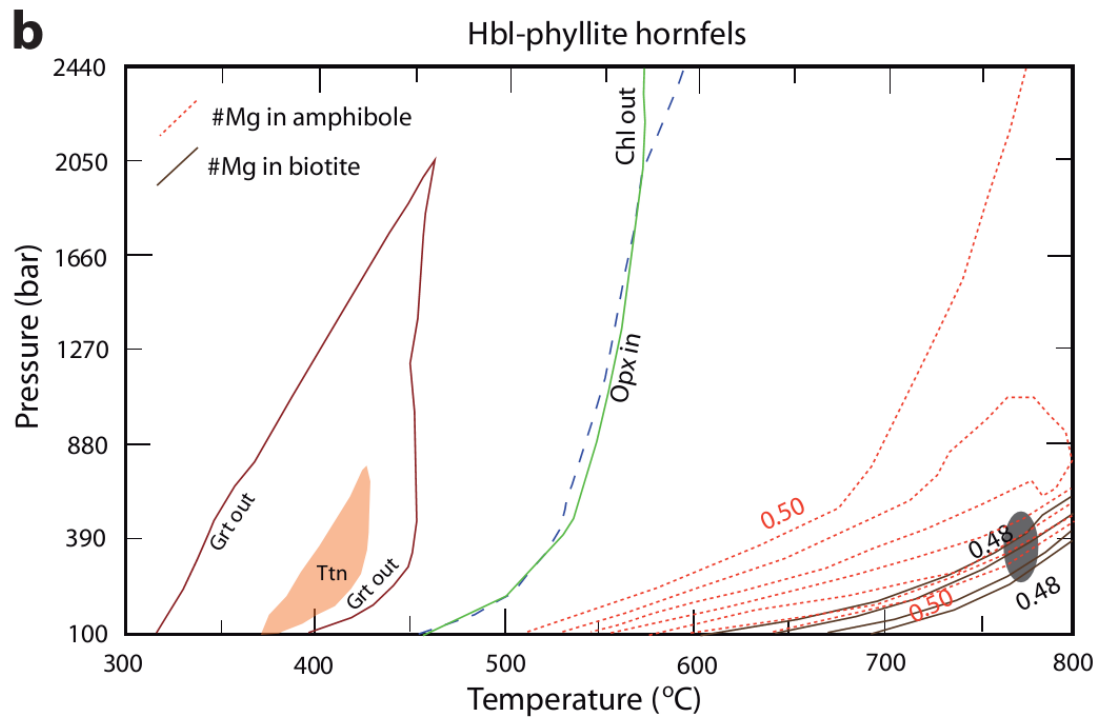


Figura 7.5: (b) Pseudosección simplificada de la filita de hornblenda. Círculo plomo representa intersección de isópletas, correspondiente a condiciones peak de metamorfismo.

Conclusiones

- Considerando evidencias texturales y geoquímicas se sugiere que procesos de acumulación de plagioclasas controlaron el emplazamiento del cuerpo gábrico de La Campana y su diferenciación.
- Se estima que un evento metamórfico de alta temperatura ($\sim 750-800^\circ\text{C}$) y somero (entre 1-2 kms. de profundidad) dio lugar al desarrollo del metamorfismo de contacto de la roca caja.
- Temperaturas subsólidas de cristalización de hornblenda intercumulus (probablemente subestimadas), sugieren un origen tardío para esta fase.
- Razones isotópicas difieren a las del plutón Caleu, como también a productos magmáticos del Jurásico, siendo similares a la Formación Veta Negra. Una relación genética entre este cuerpo ígneo cumulado y rocas adyacentes no se descarta.

BIBLIOGRAFÍA

1. Aguirre L., Levi B., Nyström J.O., 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. Geological Society, London, Special Publications. 43,223-232.
2. Annen C., Lénat J. F. and Provost A., 2001. The long-term growth of volcanic edifices: numerical modelling of the role of dyke intrusion and lava-flow emplacement. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 105, 263-289.
3. Annen C., Blundy J.D., Sparks S.J., 2006. The genesis of Intermediate and Silicic Magmas in Deep Crustal Hot Zones. Journal of Petrology 47: 505-539.
4. Annen C. 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationships. Tectonophysics. 500, 3-10.
5. Asimow P.D., Ghiorso M.S., 1998. Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolvus Phase Relations. American Mineralogist. 83, 1127-1131.
6. Ballard J.R., Palin J.M. and Campbell I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology. 144, 347-364.
7. Barboni M., Schoene B., Ovtcharova M., Bussy F., Schaltegger E. and 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.
8. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly Y.O. and Fisher N.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology. 143, 602-622.
9. Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M. and Schmitt A.K., 2013. Zircon saturation re-revisited. Chemical Geology. 351, 324-334.
10. Bergantz G.W., 2000. On the dynamics of magma mixing by reintrusion: implications for pluton assembly processes. Journal of Structural Geology. 22, 1297-1309.
11. Bolhar R., Weaver S.D., Whitehouse M.J., Palin J.M., Woodhead J.D., Cole J.W., 2008. Sources and evolution of arc magmas inferred from coupled O and Hf isotope systematics of plutonic zircons from the Cretaceous Separation Point Suite (New Zealand). Earth and Planetary Science Letters. 268, 312-324.
12. Brophy J.G., 1991. Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology. 109: 173-182.

13. Burgisser A. and Bergantz G.W., 2011. A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. *Nature*. 471, 212-215.
14. Burnham A.D. and Berry A.J., 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 95, 196-212.
15. Castañeiras P., García F.D., and Barreiro J.G., 2010. REE-assisted U-Pb zircon age (SHRIMP) of an anatectic granodiorite: Constraints on the evolution of the A Silva granodiorite, Iberian allochthonous complexes. *Lithos*. 116, 153-166.
16. Cherniak D.J., Hanchar J.M., Watson E.B., 1997a. Rare-Earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*. 134, 289-301.
17. Cherniak D.J., Hanchar J.M., Watson E.B., 1997b. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 127, 383-390.
18. Cherniak D.J. and Watson, E.B., 2001. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*. 172, 5-24.
19. Cherniak D.J. and Watson E.B., 2007. Ti diffusion in zircon. *Chemical Geology*. 242, 473-486.
20. Claiborne L.L., Miller C.F., Flanagan D.M., Clynne M.A. and Wooden J.L., 2010a. Zircon reveals protracted magma storage and recycling beneath Mount St. Helens. *Geology*. 38, 1011-1014.
21. Claiborne L.L., Miller C.F. and Wooden J.L., 2010b. Trace element composition of igneous zircon: a thermal and compositional record of the accumulation and evolution of a large silicic batholith, Spirit Mountain, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 160, 511-531.
22. 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, 433-436.
23. Corfu F., Hanchar J.M. Hoskin P.W.O. and Kinny P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar J.M., Hoskin P.W.O (eds) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America. 53, 469-500.
24. Costa, F., 2008, Residence times of silicic magmas associated with calderas, in Gottsmann, J., and Marti, J., eds., *Caldera volcanism: Analysis, modelling and response: Developments in Volcanology Volume 10: Amsterdam, Elsevier*, p. 1–55.
25. Díaz Alvarado J., Fernández C., Castro A. and Moreno-Ventas 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*. 175-176, 104-123.
26. Dufek J., Bachmann O., 2010. Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*. 38, 687-690.

27. Ferry J.M. and Watson E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 154, 429-437.
28. Fujimaki H., 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 94, 42-45.
29. Gelman S.E., Deering C.D., Gutierrez F.J., Bachmann O., 2013a. Evolution of the Taupo Volcanic Center, New Zealand: petrological and thermal constraints from the Omega dacite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 166, 1355-1374.
30. Gelman S.E., Gutierrez F.J., Bachmann O., 2013b. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*. 41, 759-762.
31. Ghiorso M.S., and Sack R.O., 1995. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 119, 197-212.
32. Gilliam C.E. and Valley J.W., 1997. Low $\delta^{18}\text{O}$ magma, Isle of Skye, Scotland: Evidence from zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol 61, 23, 4975-4981.
33. Glazner A.F., Bartley J.M., Coleman D.S., Gray W. and Taylor R.Z., 2004. Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?. *GSA Today*. 14, 4-11.
34. Gutierrez F.J., Parada M.A. ,2010. Numerical Modeling of Time-dependent Fluid Dynamics and Differentiation of a Shallow Basaltic Magma Chamber. *Journal of Petrology*. 513, 731-762.
35. Gutierrez F.J, Payacan I., Gelman S.E., Bachmann O and Parada M.A., 2013. Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir: Merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 118, 1–15.
36. Hayden L.A. and Watson E.B., 2007. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon. *Earth and Planetary Science Letters*. 258, 561-568.
37. Hanchar J.M. and van Westrenen W., 2007. Rare Earth Element Behavior in Zircon-Melt Systems. *Elements*. 3, 37-42.
38. Hawkesworth C.J. and Kemp A.I.S., 2006. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chemical Geology*. 226, 144-162.
39. Hoskin P.W.O and Schaltegger U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. (eds) *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America. 53, 27-62.
40. Hu, Z.C., Gao, S., Liu, Y.S., Hu, S.H., Chen, H.H., Yuan, H.L., 2008. Signal enhancement in laser ablation ICP-MS by addition of nitrogen in the central channel gas. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 23, 1093–1101.

41. Huber C., Bachman O. and Manga M., 2009. Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). *Earth and Planetary Science Letters*. 283, 38-47.
42. Huber, C., Bachmann, O. & Manga, M. 2010. Two Competing Effects of Volatiles on Heat Transfer in Crystal-rich Magmas: Thermal Insulation vs Defrosting. *Journal of Petrology*, 51, 847 - 867.
43. Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2011. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: melting-induced internal fracturation and assimilation processes in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*. 304, 443-454.
44. Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., and Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211(1-2): 47-69.
45. Korotev R. L., 1996. A self-consistent compilation of elemental concentration data for 93 geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*. 20, 217–245.
46. Langmuir C.H., 1989. Geochemical consequences of *in situ* crystallization. *Nature*. 340, No 6230, 199-205.
47. Liu Y., Hu Z., Gao S., Günther D., Xu J., Gao C. and Chen H., 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*. 257, 34-43.
48. Liu, Y., Hu, Z., Zong, K., Gao, C., Gao, S., Xu, J., and Chen, H., 2010a. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535-1546.
49. Lohmar S., Parada M.A., Gutierrez F.J., Robin C. and Gerbe M.C., 2012. Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 235–236, 55-69.
50. Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/EX version 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication.
51. Luhr, J.F. and Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex, Mexico. I: post-caldera andesites from Volcan Colima. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 71, 343-372.
52. Matzel, J., Bowring, S. A., and Miller, R. B., 2006, Timescales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart batholith and Tenpeak pluton, North Cascades, WA. *GSA Bulletin*, 118, no. 11/12, 1412-1430.
53. Mahood, G.A., 1990. Evidence for long residence times of rhyolitic magma in the Long Valley magmatic system: The isotopic record in precaldra lavas of Glass Mountain. Reply: *Earth and Planetary Science Letters*. 99, 395–399.

54. Mahood G.A. and Cornejo P.C., 1992. Evidence for ascent of differentiated liquids in a silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. 83, 63-69.
55. Meurer W.P. and Boudreau A.E., 1998. Compaction of Igneous Cumulates Part I: Geochemical Consequences for Cumulates and Liquid Fractionation Trends. *The Journal of Geology*. 106, 281-292.
56. Michel J., Baumgartner L., Putlitz B., Schaltegger U. and Ovtcharova M., 2008. Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y. *Geology*. 36, 459-462.
57. Miller J.S., Matzel J.E.P., Miller C.F., Burgess S.D. and Miller R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 167, 282-299.
58. Miller C.F., Furbish D.J., Walker B.A., Claiborne L.L., Koteas G.C., Bleick H. A. and 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.
59. Molina P.G., Soto M.F., Parada M.A., Gutierrez F.J., 2013. Unraveling the La Campana gabbro cumulate emplacement and host-rock metamorphism, Coastal Range, Central Chile. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*. 54, 290.
60. Nash, W.P. and Crecraft, H.R., 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 49, 309-322.
61. Nagasawa H., 1970. Rare Earth Concentrations in Zircons and Apatites and Their Host Dacites and Granites. *Earth and Planetary Science Letters*. 9, 359-364.
62. Nielson M. J. and Brockman G. F., 1977. The error associated with point-counting. *American Mineralogist*. 62, 1238-1244.
63. Parada M.A., Larrondo P., 1999. Thermochronology of the Lower Cretaceous Caleu pluton in the Coast Range of Central Chile: tectono-stratigraphic implications. *Proceedings of Fourth International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG), Göttingen, Germany*. 563-566.
64. Parada M.A., Nyström J.O. and Levi B., 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*. 46, 505-521.
65. Parada M.A., Larrondo P., Guisresse C. and Roperch P., 2002. Magmatic Gradients in the Cretaceous Caleu Pluton (Central Chile): Injections of Pulses from a Stratified Magma Reservoir. *Gondwana Research*. 5, 307-324.
66. Parada M.A., Féraud G., Fuentes F., Aguirre L., Morata D. and Larrondo P., 2005a. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu Pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society, London*. 162, 273-187.

67. Parada M.A., Roperch P., Guiresse C., Ramírez E., 2005b. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics*. 399, 399-420.
68. 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, 1356–1380.
69. Peytcheva I., von Quadt A., Georgiev N., Ivanov Zh., Heinrich C.A. and Frank M., 2008. Combining trace-element compositions, U-Pb geochronology and Hf isotopes in zircons to unravel complex calcalkaline magma chambers in the Upper Cretaceous Srednogorie zone (Bulgaria). *Lithos*. 104, 405-427.
70. Pupin J.P., 1980. Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 73, 207-220.
71. Rayleigh, J. W. S., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases. *Philosophical Magazine*. 42, 493-498.
72. Rubatto D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*. 184, 123-138.
73. Sano Y., Terada K. and Fukuoka T., 2002. High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency. *Chemical Geology*. 184, 2117-230.
74. Schmidt M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 110, 304-310.
75. Streckeisen A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*. 12, 1-33.
76. Tappa, M.J., Coleman, D.S., Mills, R.D., and Samperton, K.M., 2011. The plutonic record of a silicic ignimbrite from the Latir volcanic field, New Mexico: Geochemistry Geophysics Geosystems. 12.
77. Thomas J.B., Bodnar R.J., Shimizu N. and Sinha A.K., 2002. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 66, 2887-2901.
78. Trail D., Watson E.B. and Tailby N.D., 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*. 480, 79-83.
79. Trail D., Watson E.B. and Tailby N.D., 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 97, 70-87.
80. Valley J.W., Cavoise A.J., Ushikubo T., Reinhard D.A., Lawrence D.F., Larson D.J., Clifton P.H., Kelly T.F., Wilde S.A., Moser D.E., Spicuzza M.J., 2014. Hadean age for a post-magma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography. *Nature Geoscience*. 7, 219-223.

81. Vavra G., 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 117, 331-344.
82. Vergara M., Levi B., Nyström J.O. and Cancino A., 1995. Jurassic and early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of Central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. 107, 1427-1440.
83. Wang X., Griffin W. L. and Chen J., 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal*. 44, 65-72.
84. Walker, B.A., Jr., Miller, C.F., Claiborne, L. Lowery, Wooden, J.L., and Miller, J.S., 2007. Geology and geochronology of the Spirit Mountain batholith, southern Nevada: Implications for timescales and physical processes of batholith construction: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 167, 239–262.
85. Watson E.B. and Harrison T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 64, 295-304.
86. Watson E.B., Wark D.A. and Thomas J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 151, 413-433.
87. Whittington A.G., Hofmeister A.M. and Nabelek P.I., 2009. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. *Nature*. 458, 319-321.
88. Wiebe R.A. and Collins W.J., 1998. Depositional features and stratigraphic sections in granitic plutons: implications for the emplacement and crystallization of granitic magma. *Journal of Structural Geology*. 20, 1273-1289.
89. Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J.C., and Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandard Newsletter*, 19(1): 1-23.

ANEXOS

Se adjunta como material electrónico el compilado de anexos de esta tesis:

<https://www.dropbox.com/s/3nuvdcihbjwpbje/Anexos%20tesis%20Pablo%20Molina%20C.doc>

