

UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

PLUTÓN EL CARRIZO: ANATOMÍA Y CONTROL ESTRUCTURAL DE SU EMPLAZAMIENTO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ALVARO JAVIER ESPINOZA VILCHES

PROFESOR GUÍA:

MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES

INTEGRANTES DE LA COMISIÓN:

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MARIO VERGARA MARTÍNEZ

DIEGO MORATA CÉSPEDES

SANTIAGO DE CHILE

2012

RESUMEN

El área correspondiente al sector de El Carrizo situada entre las coordenadas $28^{\circ} 0'$ y $28^{\circ} 33'$ de latitud sur y los $70^{\circ} 45'$ y $70^{\circ} 15'$ de longitud oeste, en la región de Atacama se encuentra escasamente estudiada a la fecha. En esta zona aflora una extensa área de rocas volcánicas estratificadas y volcano-sedimentarias que se disponen en franjas continuas en dirección NE-SW, interrumpidos por la presencia de importantes cuerpos plutónicos, en su mayoría graníticos. Esta zona (en particular su sector más occidental) es objeto de recientes estudios estructurales a nivel regional sobre la tectónica y deformación que afecta al área, donde se ha documentado la presencia de estructuras de inversión de cuencas cretácicas con una vergencia este.

El presente trabajo busca, por un lado, caracterizar litológicamente un cuerpo intrusivo de importantes dimensiones denominado Plutón El Carrizo, localizado en el sector descrito, cuya característica principal es su disposición en planta en una dirección NE-SW, la cual coincide con la orientación de otros cuerpos intrusivos cercanos y además coincide con la disposición de las secuencias estratigráficas a las que intruye. Por otro lado, busca establecer una posible relación entre su particular morfología en planta con el régimen tectónico, es decir, se plantea la posibilidad de que el régimen estructural imperante haya determinado su forma en superficie. Esto se hará mediante la confección de un perfil estructural, el análisis de modelos análogos de cuerpos plutónicos alargados y de estudios gravimétricos de intrusivos aledaños que respetan la geometría que presenta el Plutón El Carrizo en planta.

La obtención de datos en terreno permitió poder diferenciar entre 5 unidades, las cuales son Gabronorita de olivino, Meladorita de anfíbola, Sienogranito de biotita, Microleucogranitos y Diques félsicos. Se plantean dos modelos para la formación del plutón. Por un lado que éste es un cuerpo que sufrió una diferenciación vertical producto de cristalización fraccionada, donde las primeras unidades en cristalizar serían las máficas y finalmente las félsicas. Por otro lado, se plantea un segundo modelo que sitúa una cámara magmática a una mayor profundidad en la corteza, y el Plutón El Carrizo sería el producto de los líquidos residuales generados por la diferenciación de ésta cámara. Dadas las relaciones de contacto observadas en terreno, los pulsos que forman el intrusivo estarían dados por las unidades máficas en una etapa inicial y las más félsicas en una etapa final.

La confección de un perfil estructural en la, se pudo diferenciar 2 dominios de deformación, uno oriental, que se caracteriza por presentar poca deformación y otro occidental, donde la deformación es mayor. El Plutón El Carrizo se habría emplazado en un ambiente compresivo, su forma alargada sería el resultado de una baja tasa de inyección y una alta tasa de acortamiento, condiciones generadas por la inversión de la cuenca del Chañarcillo. Ese esfuerzo compresivo se habría transmitido por un nivel de despegue ubicado a aproximadamente 2 Km de profundidad, estimado a partir de espesores de las unidades a las que habría intruido el Plutón El Carrizo.

Porque hay algo más importante que la lógica: es la imaginación.

A las Olgas y a Domingo

AGRADECIMIENTOS

Mis sinceros agradecimientos a todos quienes de alguna u otra forma contribuyeron a culminar ya más de 6 años de esfuerzo que se materializan en esta memoria, partiendo por mi familia, quienes sin su apoyo incondicional no habría sido posible nada de esto. Agradezco a José y a Magaly, mis padres, a Loreto y Nicolás, mis hermanos por compartir conmigo en los momentos difíciles. A mis abuelos, tíos y primos y amigos de la familia por creer en mí.

Agradezco al proyecto de elaboración de Cartas Geológicas: “Yerbas Buenas-Tres Morros”, “Iglesia Colorada-Cerro del Potro”, “Laguna Tebinquiche-Cerro Mullay” y San Pedro de Atacama, escala 1:100.000. SERNAGEOMIN a cargo del profesor César Arriagada por financiar este trabajo.

A mi profesor guía Don Miguel Ángel Parada, a Matías Peña, Cesar Arriagada, Marcelo Farías Mario Vergara, y a Diego Morata por su gran apoyo a la realización de este trabajo, por sus consejos, sugerencias y por el conocimiento transmitido, a todos ellos les agradezco de corazón.

Agradecer a todos mis amigos que me acompañaron desde el primer día, nombrarlos a todos sería olvidarme de uno, pero haré el intento. A mis amigos de la siempre, por toda una vida compartiendo grandes momentos, al Fra, Cristian, Matias y Pollo. A los ingenieros, al Coqueto, Panadero, Steve-o, Bunker, Trini, Mario, Kary, Serena, Pablo, el loco, Renato, Julio, Tolvett, Panky entre varios otros por su apoyo desde el primer día de la universidad.

A mi hermano el estrella por las mil y una que hemos pasado, por todo el apoyo desde que entré a la U, por sus consejos y su amistad. A mis compas de geo, a la Pancha, la Naty, a Valeria por todo, Moyra, por su puesto a María Angélica la mejor, al Seba, Bascu, Molina por su ayuda científica en este trabajo, al Daniel, a la Ale, al Flop, a la Sota, Baby, a Catalina por su gran ayuda en esta memoria, a mi compadre Palmera, a fofito y a atax, nuevamente. A todo mi curso de geo y a todos con quienes compartí en terreno y en los naranjos, como compañero, ayudante, o amigo, esas conversaciones nocturnas compartiendo alguna cosa por ahí alimentaron mi espíritu y forjaron la persona que soy actualmente. No los puedo nombrar a todos por el poco espacio pero los llevo a todos conmigo siempre en el recuerdo.

A mis compañeros de la oficina G102 por la buena onda y el grato ambiente de trabajo que ahí se vive.

A los profesores de la universidad, por sus enseñanzas, a los funcionarios del departamento de geología, a la Blanca, la Vero, Rosita, María Rosa, Quilo, Juanito, al Jefe, Williams y al Warrior por su apoyo logístico en terreno, simplemente un warrior.

Finalmente agradezco a la geología, por ser tan interesante y entretenida a la vez, por acogerme todos estos años y los que vendrán.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	10
1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO	10
1.2 OBJETIVOS	12
1.2.1 Objetivo Principal:	12
1.2.2 Objetivos Específicos:.....	12
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	12
1.4 METODOLOGÍA.....	13
1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	14
CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO	15
2.1 INTRODUCCIÓN	15
2.2 MARCO TECTÓNICO	16
2.3 UNIDADES ESTRATIFICADAS	18
2.4 UNIDADES INTRUSIVAS	20
2.5 RASGOS ESTRUCTURALES.....	21
CAPÍTULO III: MAPEO Y PETROGRAFÍA DEL PLUTÓN EL CARRIZO.....	23
3.1 SIENOGRANITO DE BIOTITA	25
3.2 GABRONORITA DE OLIVINO	30
3.3 MELADIORITA DE ANFÍBOLA	33
3.4 MICROLEUCOGRANITO.....	36
3.5 UNIDAD DE DIQUES FÉLSICOS	40
3.6 CONCLUSIONES PETROGRÁFICAS	41
CAPÍTULO IV: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE PERFILES GEOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES.....	43
4.1 INTRODUCCIÓN	43
4.2 ANÁLISIS DE LA FORMA DEL INTRUSIVO EN PROFUNDIDAD	43
4.3 PERFIL GEOLÓGICO AA'	44
4.4 PERFIL GEOLÓGICO BB'	47
4.5 PERFIL ESTRUCTURAL CC'	48

CAPÍTULO V: DISCUSIONES SOBRE LA GEOMETRÍA DEL PLUTÓN EL CARRIZO	53
5.1 ANÁLISIS DE ESTUDIOS DE MODELOS ANÁLOGOS	53
5.2 ANÁLISIS DE MODELO GRAVIMÉTRICO DEL COMPLEJO PLUTÓNICO LOS MORTEROS.....	57
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES	60
REFERENCIAS.....	61
ANEXOS	66
Ubicación de las muestras	66
Descripción de cortes transparentes Plutón El Carrizo	67

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Imagen Landsat del Plutón El Carrizo y el Complejo plutónico Los Morteros con su arreglo en dirección NE-SW. Además se muestra la ubicación de los perfiles AA', BB' y CC' de las figuras 27, 29 y 34 respectivamente.	11
Figura 2: Ubicación de la zona de estudio. En el rectángulo rojo se ubica el área de interés, cuyo acceso es por la ruta C-455 o "El Donkey" desde la carretera 5 Norte que une Copiapó con Vallenar.	14
Figura 3: Nombres de los sectores de la zona de estudio.	16
Figura 4: (A) Mapa con principales rasgos tectónicos de los andes centrales. (B) Mapa geológico simplificado del norte de Chile entre los 22° y los 34°S. En el recuadro rojo se ubica la zona de estudio. (Modificado de Martínez et al, 2012).	17
Figura 5: Mapa geológico de la zona. En el centro en naranja, en el sector del recuadro rojo, se puede observar el Plutón El Carrizo y la quebrada Las Cuñas donde aflora el intrusivo. Modificado de Abad (1980).	19
Figura 6: Mapa geológico y simbología del Plutón El Carrizo. Los puntos indican los sectores donde fueron sacadas las muestras.	24
Figura 7: Afloramiento de la Sienogranito de biotita con abundantes enclaves, donde alcanzan los 30 enclaves por m ² en sectores. En el centro de la imagen se ubica un lápiz de escala.	26
Figura 8: Contacto entre el Sienogranito de biotita y un enclave máfico en la parte superior.	26
Figura 9: Corte AED5.4 a nicols cruzados. Se observa abundante textura gráfica distribuida en todo el corte, correspondiente a un sienogranito de biotita.	28
Figura 10: Corte AED2P3, se observa un sienogranito de biotita con textura simplectítica en los bordes del cuarzo con la plagioclasa y mesoperítica en cristales de feldespato potásico.	29
Figura 11: Diagrama QAP de las 8 muestras pertenecientes a la unidad Sienogranito de biotita y 2 muestras de la roca que contiene abundantes enclaves clasificada como un monzogranito biotita y hornblenda.	29
Figura 12: Corte AED5.7 escaneado a nicols cruzados. Perteneciente a la unidad Gabronorita de olivino y se puede observar su abundante presencia de plagioclasa.	31
Figura 13: Imagen a nicols paralelos a la izquierda y cruzados a la derecha donde se observan cristales de olivino siendo alterados a idingsita hacia el centro de las imágenes.	32
Figura 14: Corte transparente AED5.7 a nicols cruzados, perteneciente a la unidad Gabronorita de olivino. Se observan cristales de plagioclasa incluidos poikiliticamente en un cristal grande de anfíbola, También se observa un cristal de olivino.	32
Figura 15: Contacto nítido entre la unidad Meladorita de anfíbola y la unidad Sienogranito de biotita (vista hacia el SSW en el cerro Mollaquita).	33
Figura 16: (a) Meladorita de anfíbola. Corte AED2.2 a nicols cruzados. Se observa abundancia de plagioclasa y anfíbol de color amarillo. (b) Meladorita de anfíbola. Corte YB11 a nicols cruzados. Se aprecian clinopiroxenos incluidos poikiliticamente en cristal.	35
Figura 17: Triángulos de clasificación de las rocas pertenecientes a las unidades Gabronorita de olivino en azul y Meladorita de Anfíbola en rojo.	35
Figura 18: Imagen de la quebrada Las Cuñas, donde en ambos lados aflora la unidad de Microleucogranitos (vista hacia el S).	36
Figura 19: Leucogranito. Imagen del corte AED3.1 a nicols cruzados. Se aprecia un fenocristal de plagioclasa en la parte superior y textura gráfica en los cuarzos pequeños que lo rodean. En la parte inferior se observa el agregado microcristalino de cuarzo y feldespato.	38
Figura 20: Leucogranito. Imagen del corte AED3.3 a nicols cruzados. Se observa un fenocristal de cuarzo siendo corroído en sus bordes.	38
Figura 21: Diagrama QAP de 4 muestras pertenecientes a la unidad de Microleucogranitos.	39

Figura 22: Afloramiento de la unidad Microleucogranito. En el centro de la imagen se encuentra un martillo de escala.	39
Figura 23: Imagen de un corte transparente a nicoles cruzados de un dique aplítico con pequeños cristales de mica blanca.	40
Figura 24: Imagen tomada en terreno donde se muestra un dique de 1 metro de ancho.	41
Figura 25: Diagrama QAP del total de las muestras analizadas. Encerradas en verde, se sitúan las muestras pertenecientes al Sienogranito de biotita, en celeste, los Microleucogranitos, en naranja la unidad de Diques félsicos y en Amarillo, se encuentran las rocas.	42
Figura 26: Modelo del emplazamiento del granito Ljugaren, Dalarna Suecia. El cuerpo se emplaza a partir de una zona alimentadora que corresponde a la falla East Siljan y se propaga en dirección E. Tomado de Cruden et al 1998.	43
Figura 27: Perfil geológico AA' del Plutón El Carrizo. En el recuadro se muestra el sector fotografiado en la figura 28.	45
Figura 28: Imagen de un afloramiento de la unidad Meladorita de anfíbola en su contacto con el Sienogranito de biotita. La línea segmentada indica un lineamiento que podría representar una falla normal.	45
Figura 29: Modelo 1. Diferenciación en sentido vertical de una cámara magmática y una posterior intrusión de la unidad Microleucogranito.	46
Figura 30: Modelo 2. Emplazamiento a partir de diversos pulsos desde unos más básicos en etapas iniciales a otros félsicos en etapas finales del emplazamiento.	46
Figura 31: Perfil geológico BB' del Plutón El Carrizo. El perfil se ubica perpendicular a la traza del perfil AA'	47
Figura 32: Modelo 1	48
Figura 33: Modelo 2.	48
Figura 34: Traza del perfil CC', que cruza al intrusivo. Se pueden observar las quebradas y los sectores que serán utilizados para describir el perfil CC'	49
Figura 35: Perfil CC', En el centro se ubica el Plutón El Carrizo. Las unidades estratificadas corresponden a las formaciones Cerrillos (en tonalidades verdosas) y Hornitos (en tonalidades amarillas) de base a techo. En la base se encuentra el basamento. Se observa un dominio oriental y otro occidental.	49
Figura 36: Vista hacia NE en la Sierra Milagro (perpendicular al trazo del perfil), donde se observan los estratos con un manteo de 15°E.	50
Figura 37: Vista hacia el NE (perpendicular al trazo del perfil) donde se observa un pliegue sinclinal en cuyo núcleo se emplaza un cuerpo intrusivo. Hacia el fondo, se observa el cerro Las Cuñas.	51
Figura 38: Vista hacia el S en la Quebrada Los Sapos. Se observa una falla inversa asociada a un retrocorrimiento. En la imagen, un manteo aparente de 40°E.	51
Figura 39: Influencia de la relación entre el acortamiento partido por la velocidad de inyección en el plutón versus la relación largo/ancho (en planta) para el gráfico (a) y versus la migración horizontal del magma para el gráfico (b). Observar que conforme aumenta la relación largo partido por ancho y también aumenta la migración del magma. Tomado de Montanari et al (2010).	54
Figura 40: Vista en planta de intrusiones en modelos análogos. Las diferentes tasas de inyección y acortamiento determinarán una geometría u otra. La primera imagen exhibe una morfología alargada, dada por una baja tasa de inyección dada una velocidad de acortamiento dada. Tomado de Mazzarini et al (2010).	54
Figura 41: Imagen Landsat que muestra la disposición regional en echelon de 3 cuerpos intrusivos ubicados en la zona. Al sur en verde claro se ubica el valle del río Huasco.	56
Figura 42: Ubicación del Plutón Los Morteros, en rojo estaciones de los perfiles gravimétricos realizados. Obtenido de Donoso et al, 2012 (en preparación).	57

Figura 43: Modelo 2.75D preliminar Plutón Los Morteros. Obtenido de Donoso et al, 2012 (en preparación).58

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Tabla resumen del análisis petrográfico de las unidades que conforman el Plutón el Carrizo.....42

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

El presente trabajo busca hacer una aproximación de primer orden al estudio del emplazamiento de cuerpos intrusivos, particularmente en regímenes tectónicos compresivos. Para esto, se lleva a cabo un estudio petrológico y mapeo del Plutón El Carrizo junto con un estudio estructural de las rocas sobre las que se emplaza el intrusivo ubicado entre las ciudades de Copiapó y Vallenar, en la tercera región de Atacama, Chile, particularmente en lo que constituye el comienzo de la Precordillera.

La zona de estudio no presenta estudios previos, a excepción de la carta geológica de Chile de los cuadrángulos Estación Algarrobal, Yervas Buenas, Cerro Blanco, Merceditas y Tres morros (Abad, 1980). El cuerpo intrusivo fue descrito por el mencionado autor, formando parte del Complejo Plutónico Los Morteros.

1.1 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO

La zona de estudio se enmarca dentro de lo que corresponde a la Depresión Central de la Tercera Región, una zona dominada por estructuras de orientación NE a NNE asociadas a estructuras de fallamiento mayor. El Plutón el carrizo presenta una geometría alargada en la orientación NE-SW (figura 1), razón por la cual es razonable pensar en la posibilidad de la existencia de algún tipo de control estructural presente en el emplazamiento de éste.

La zona de estudio muestra una vasta área correspondiente al plutón en estudio, ubicado en los $28^{\circ}10'26.61''\text{S}$ - $70^{\circ}08'36.41''\text{O}$, el cual no presenta estudios previos, a excepción del mapa geológico realizado por Abad, (1980) en la zona. Sin embargo, su geometría particular que presenta en planta, junto con el hecho de que existen otros cuerpos intrusivos ubicados en la cercanía de la zona de estudio que respetan la geometría del Plutón el Carrizo (figura 1), plantean la posibilidad que esta aparente coincidencia en la disposición de los intrusivos en planta, en realidad no sea tal, sino que sea una respuesta a un arreglo estructural mayor dado por las estructuras presentes en la zona. Si bien no existen datos geocronológicos a la fecha (están en proceso), los otros cuerpos antes mencionados sí presentan dataciones (entre 61 y 65 Ma), por lo que es posible tener una noción del rango de edad del Plutón en estudio. Reafirmando la premisa de la influencia del control estructural anteriormente planteada, está el hecho de que todas las estructuras presentes en la zona, llámese fallas, pliegues, discordancias, también se presentan con un rumbo preferencial en dirección NE a NNE.

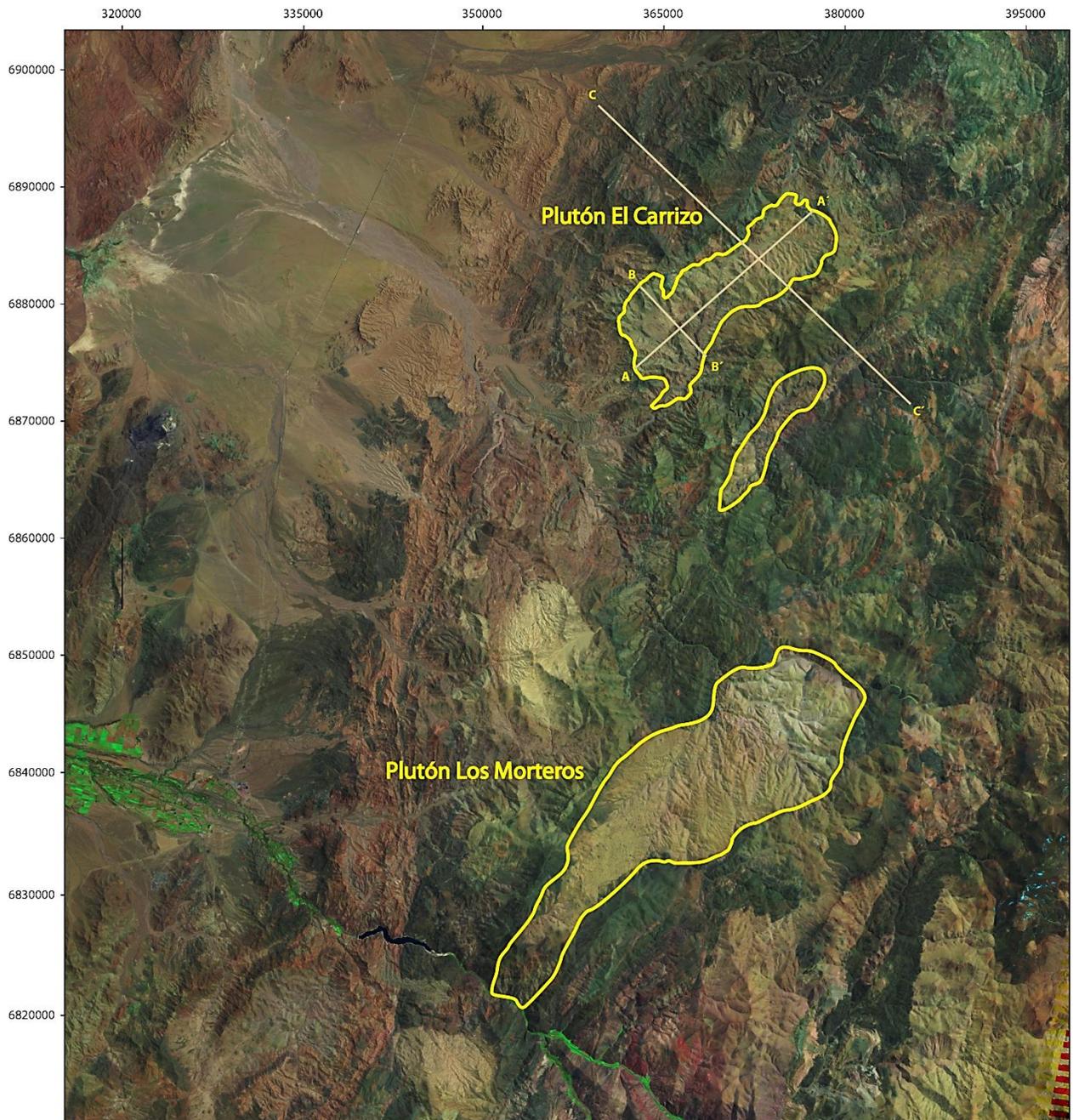


Figura 1: Imagen Landsat del Plutón El Carrizo y el Complejo plutónico Los Morteros con su arreglo en dirección NE-SW. Además se muestra la ubicación de los perfiles AA', BB' y CC' de las figuras 27, 31 y 35 respectivamente.

Además de los cuerpos intrusivos plutónicos presentes, es posible encontrar litologías volcánicas de *roof pendant* asociadas al techo de una posible cámara magmática donde se habría situado el plutón, rocas córneas, en menor proporción

rocas metamórficas foliadas y zonas de alteración argílica. También es posible aventurar una posible zonación composicional del mismo.

En este contexto, a través de un análisis detallado de las litologías y de las estructuras observadas, se planteará un modelo de emplazamiento del cuerpo intrusivo dado el régimen tectónico que domina la zona de estudio en donde posiblemente se emplazó.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Principal:

Establecer variaciones composicionales del Plutón El Carrizo, conocer su anatomía superficial y establecer una temporalidad relativa de los pulsos que lo conforman, así como también analizar desde el punto de vista estructural las rocas donde se emplaza el cuerpo intrusivo dado el régimen tectónico de la zona.

1.2.2 Objetivos Específicos:

- Determinar la distribución espacial de las diferentes litologías dentro del mismo plutón.
- Caracterizar la petrografía del Plutón El Carrizo.
- Caracterizar, mediante relaciones de contacto observadas, la edad relativa de las distintas litologías presentes en la zona de estudio.
- Analizar la influencia de fallas presentes en la zona en la geometría y emplazamiento del intrusivo.

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Se plantea la posibilidad de que exista un emplazamiento zonal, evidenciado por variaciones composicionales a gran escala dentro del Plutón, donde se combinan efectos de crecimiento de una cámara magmática y propagación lateral del flujo magmático similar a lo que ocurre en el Plutón Caleu ubicado en la V Región de Chile. Estas propagaciones laterales, responderían a un control estructural existente en la zona de estudio.

1.4 METODOLOGÍA

A continuación se detallará las metodologías que se utilizarán para cumplir cada uno de los objetivos específicos definidos previamente.

1. Con el fin de cumplir el objetivo específico número uno, se realizó un mapeo geológico de la zona de estudio. Para esto, previo a las campañas de terreno, se llevó a cabo un trabajo de mapeo mediante imágenes satelitales obtenidas a partir del software Google Earth e imágenes Landsat donde se pudo identificar zonas dentro de los límites del plutón que aparentemente presentan distinta litología. Posteriormente se llevaron a cabo dos campañas de terreno, la primera de dos días, a modo de reconocimiento de la zona de estudio y recopilación de muestras. La segunda constó de cinco días efectivos de terreno, donde se refinó el mapeo iniciado en la fase pre-terreno.
2. A partir de las muestras obtenidas en las dos campañas de terreno, se realizan cortes transparentes de éstas, para después analizarlas en el laboratorio de microscopía del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y así de éste modo, analizar la mineralogía junto con las texturas ígneas. De esta forma se busca caracterizar petrográficamente las distintas sub-zonas del plutón establecidas a partir de las campañas de terreno.
3. A partir de observaciones de terreno y del análisis de la petrografía de las rocas en estudio, se busca determinar una cronología relativa de las distintas litologías, a fin de caracterizar de mejor manera la evolución del plutón en el tiempo.
4. Para investigar la influencia del control estructural en la zona de estudio, se examinaron las estructuras principales que controlan la deformación del área y su posible influencia en el emplazamiento del intrusivo. Además se confeccionaron diversos perfiles longitudinales analizando la disposición de los estratos sobre los cuales se emplaza el cuerpo intrusivo. Finalmente se planteará una hipótesis del modo de emplazamiento del plutón.

1.5 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se ubica en la Tercera Región de Atacama, aproximadamente a 90 Km al sur de Copiapó y a 60 Km al NE de Vallenar (Figura 2). El acceso a ésta desde Vallenar, se logra mediante la ruta 5 Norte en la ruta hacia Copiapó. Para acceder a la zona de estudio es necesario tomar un desvío en la ruta C-455 por la quebrada El Donkey, por donde se debe recorrer aproximadamente 26 Km en un camino no pavimentado inicialmente en buen estado. En la zona de estudio propiamente tal, en la quebrada principal, no existe camino en buen estado, por lo que se hace necesario el uso de un vehículo con tracción en las 4 ruedas.

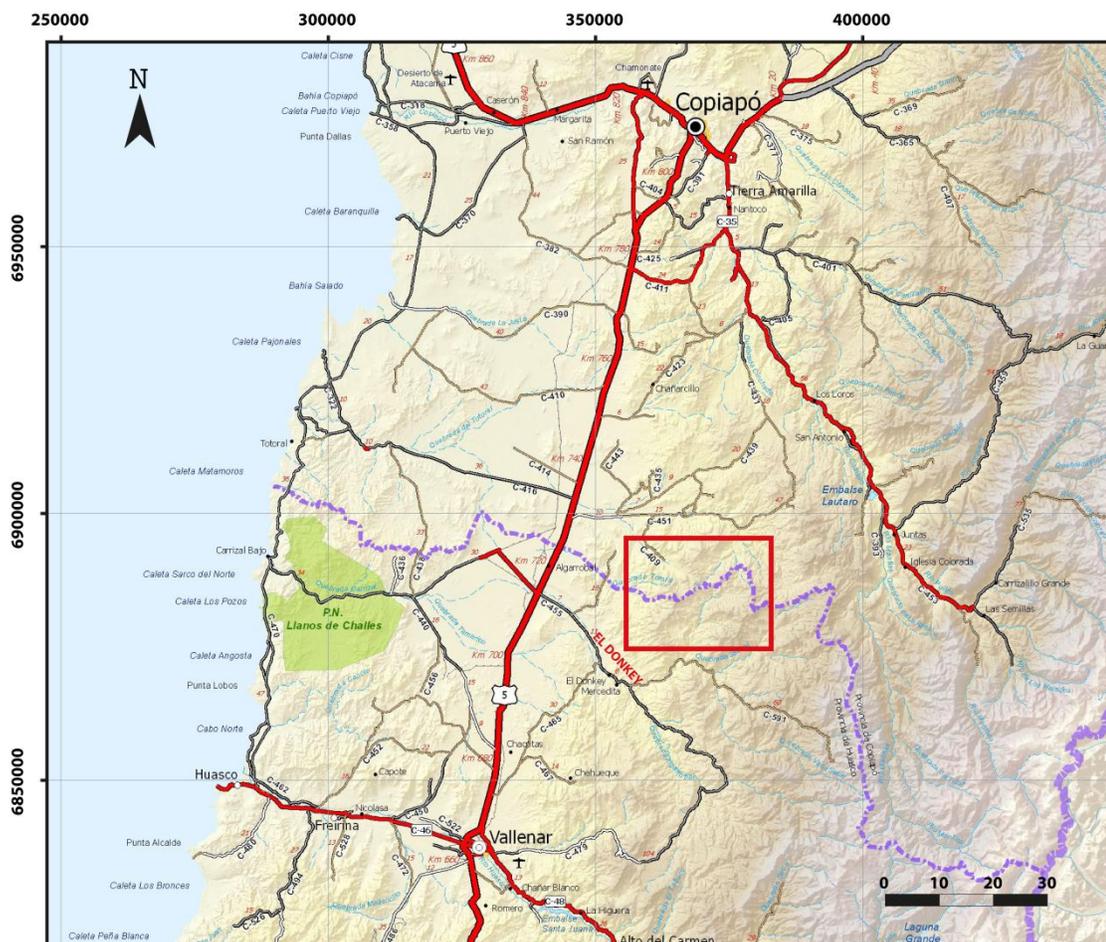


Figura 2: Ubicación de la zona de estudio. En el rectángulo rojo se ubica el área de interés, cuyo acceso es por la ruta C-455 o "El Donkey" desde la carretera 5 Norte que une Copiapó con Vallenar.

CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

2.1 INTRODUCCIÓN

Esta región forma parte de la depresión central de Chile, representada por una cuenca estructural, ubicada en la zona de Algarrobal, denominada Llano Los Infieles; más específicamente entre la Sierra Cesáreo y la Sierra Milagro (figura 3), que abarca lo que representa la Precordillera o Mediana Montaña (Paskoff, 1970), es decir, los primeros cerros de la cordillera principal.

La zona de estudio, se ubica entre los 27° y 30°S, sector donde estudios indican la existencia de una subducción tipo “flat-slab” de la placa subductante, donde la placa de Nazca que subduce, lo hace de forma horizontal bajo el margen W de la placa Sudamericana.

El punto más alto del área estudiada está ubicado hacia el E del Cerro Amarillo en la Sierra Milagro, con 2.783 m.s.n.m., en la parte oriental de la zona. En general, la altura aumenta de oeste a este, donde normalmente las cumbres tienen alturas superiores a los 2.000 m.s.n.m. hasta llegar a su altura máxima.

Las rocas no estratificadas de la zona de estudio afloran a lo largo de franjas continuas de dirección NNE, que se extienden fuera de los límites del área, pertenecientes a las formaciones Hornitos y Cerrillos, interrumpidos localmente por plutones granodioríticos y graníticos.

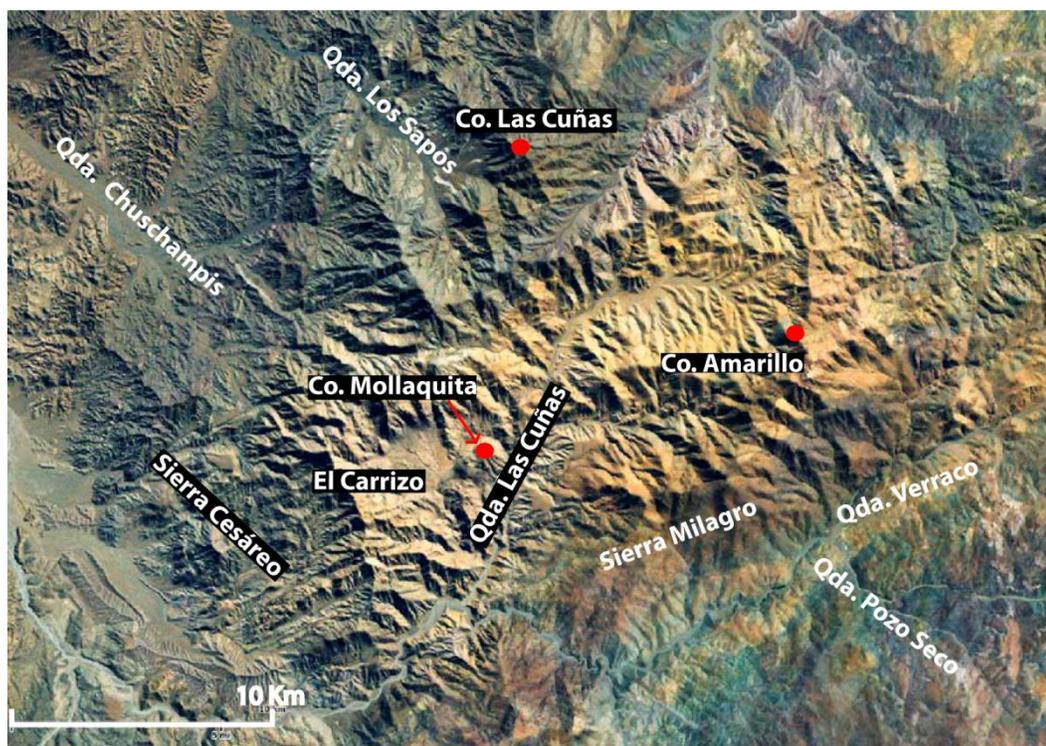


Figura 3: Nombres de los sectores de la zona de estudio.

2.2 MARCO TECTÓNICO

La evolución geológica del Ciclo Andino, en el margen occidental de Sudamérica, se caracteriza por diversas etapas de deformación a partir del Jurásico Temprano. Evidencia de ello se observa en el norte de Chile, donde es posible reconocer las diversas fases de extensión y compresión asociadas al comienzo de una etapa de subducción en el margen continental a inicios del Jurásico, así como también se observa la presencia de un arco volcánico, el cual migrará paulatinamente hacia el E con el paso del tiempo y depósitos de transgresión y regresión marina en la cuenca de trasarco (Charrier et al, 2007).

En tiempos triásicos, de acuerdo a investigaciones previas, existiría una amplia zona de extensión, relacionada a la fragmentación continental en el Permo-Triásico del sudoeste de Gondwana, lo que permitiría la formación de sistemas de rift. Las condiciones tectónicas imperantes habrían dado lugar la generación de, al menos dos características extensionales mayores, por un lado la generación de cuencas de orientación NNW-SSE durante el Triásico, y posteriormente un segundo sistema de cuencas de trasarco entre el Jurásico Temprano-Cretácico Temprano de orientación N-S superpuesta a la Triásica (Charrier, 1979; Charrier et al., 2007; Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2012).

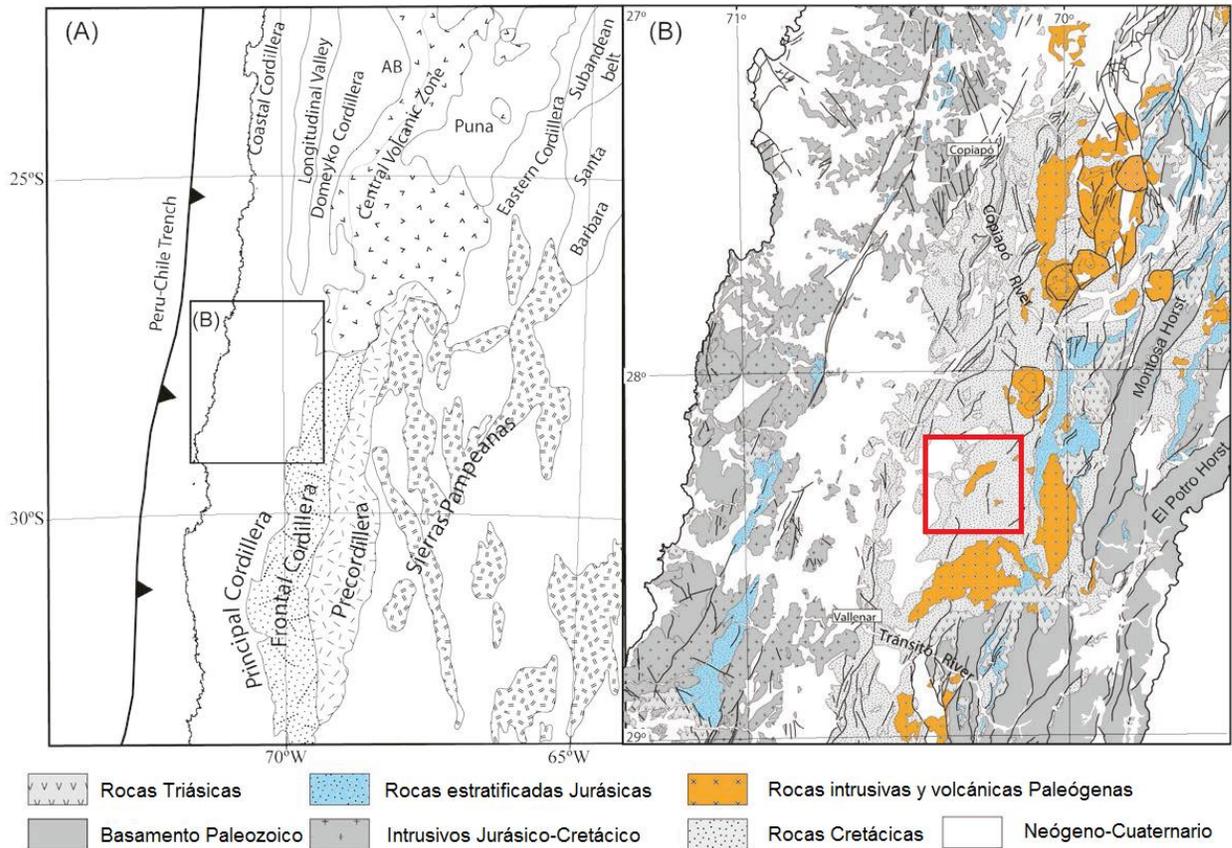


Figura 4: (A) Mapa con principales rasgos tectónicos de los andes centrales. (B) Mapa geológico simplificado del norte de Chile entre los 22° y los 34°S. En el recuadro rojo se ubica la zona de estudio. (Modificado de Martínez et al, 2012).

Junto con la reactivación de la subducción hacia los comienzos del Jurásico, se genera volcanismo reflejado en las formaciones La Negra y Punta del Cobre, entre otras (figura 4). El arco volcánico correspondiente a esta época, se desplazará paulatinamente hacia el E con el paso del tiempo y las secuencias sedimentarias marinas de la época, irán siendo depositadas en las cuencas generadas producto de la extensión. Ya durante el Cretácico ocurre el depósito de importantes secuencias sedimentarias, acumuladas en las cuencas extensivas dando lugar a importantes sucesiones volcánicas y sedimentaria marina como por ejemplo el Grupo Chañarcillo y la Formación Cerrillos. Hacia fines del Cretácico Temprano, la separación de Sudamérica de África marcó el inicio de la deformación contraccional, lo que resultó en la inversión de las cuencas antes mencionadas. Steinmann (1929) estableció tres pulsos de acortamiento regional en Perú que son correlacionables con las etapas de deformación ocurridas en esta zona: la fase Peruana (Cretácico Tardío), Incaica (paleogena) y la fase Quechua (neogena al presente).

Con el comienzo de una etapa de acortamiento, se genera la inversión de las fallas normales existentes previamente, dando lugar a la generación de fallas y pliegues tanto de las secuencias sin-tectónicas, como de las post-tectónicas depositadas (Martínez, et al, 2012). Particularmente en la zona de estudio, las secuencias sin-tectónicas están representadas por el Grupo Chañarcillo de edad Valanginiano-Aptiano y la Formación Cerrillos de edad máxima Cretácico Temprano (Abad, 1980), mientras que estudios recientes indican que la Formación Hornitos sería post-tectónica, depositada en un ambiente compresivo (Maksaev, 2009; carta geológica Yerbas Buenas 1:100.000, en proceso). Es en este contexto donde toma sentido lo que plantean autores como Amilibia y Skarmeta (2003) y McClay (2004) donde hablan del rol que tienen las fallas mayores, en particular las de inversión, en el emplazamiento de cuerpos intrusivos.

2.3 UNIDADES ESTRATIFICADAS

De más antiguo a más joven se cuenta con dos unidades estratificadas que afloran en la zona, la Formación Cerrillos y la Formación Hornitos (figura 5). La primera de ellas fue definida por Segerstrom y Parker (1959), corresponde a una secuencia sedimentaria–volcánica que se sobrepone de manera discordante sobre la Formación Lautaro, en las localidades aledañas al río Copiapó. Sin embargo, su base es desconocida hasta el momento, pues dicha unidad subyacente no aflora en la zona de estudio. Su espesor llega a los 4.500 m en la quebrada que le da su nombre, aunque en las cercanías de la zona de estudio, al norte, la formación tiene un espesor de 2200 m. En su base se encuentra una serie de areniscas y conglomerados tobáceos, donde en las areniscas se observan marcas de gota de lluvia, *ripple marks* y grietas de secamiento, que demuestran que su sedimentación ocurrió en un ambiente continental.

En la zona de la quebrada Los Sapos, se encuentra subdividida por un miembro inferior, constituido por areniscas y andesitas alteradas de color verdoso muy mal estratificadas, poco resistentes a la meteorización y erosión. Su miembro superior está compuesto de andesitas y dacitas porfíricas, conglomerádicas resistentes a la erosión de color gris. En cuanto a la interpretación de condiciones de depósito, se estima que su parte inferior representa ambientes de alta energía, pues es clástica, y la acumulación sedimentaria en abanicos aluviales coalescentes, derivada de una aceleración de la erosión repentina del área volcánica hacia el W durante el Albiano, acompañado de volcanismo andesítico relacionado con la migración hacia el E del arco magmático (Maksaev et al, 2009).

El intrusivo se emplaza dentro de lo que se denomina Formación Hornitos (80-65 Ma Arévalo, 2005) que constituye una potente secuencia sedimentaria y volcánica, que yace de manera discordante sobre la Formación Cerrillos y subyace también de manera discordante a tobas paleocenas de las calderas Lomas Bayas y Cerro Blanco. Su ancho

es variable entre 20 y 30 km escapando a los límites de la zona de estudio. Alcanza un espesor mínimo de 1.950 m, medido en el valle del río Copiapó, sin embargo su espesor varía según el lugar donde se calcule, ya que en el cuadrángulo Los Loros (Arévalo, 2005), el espesor de la formación es algo superior a 1000m (Segerstrom, 1959).

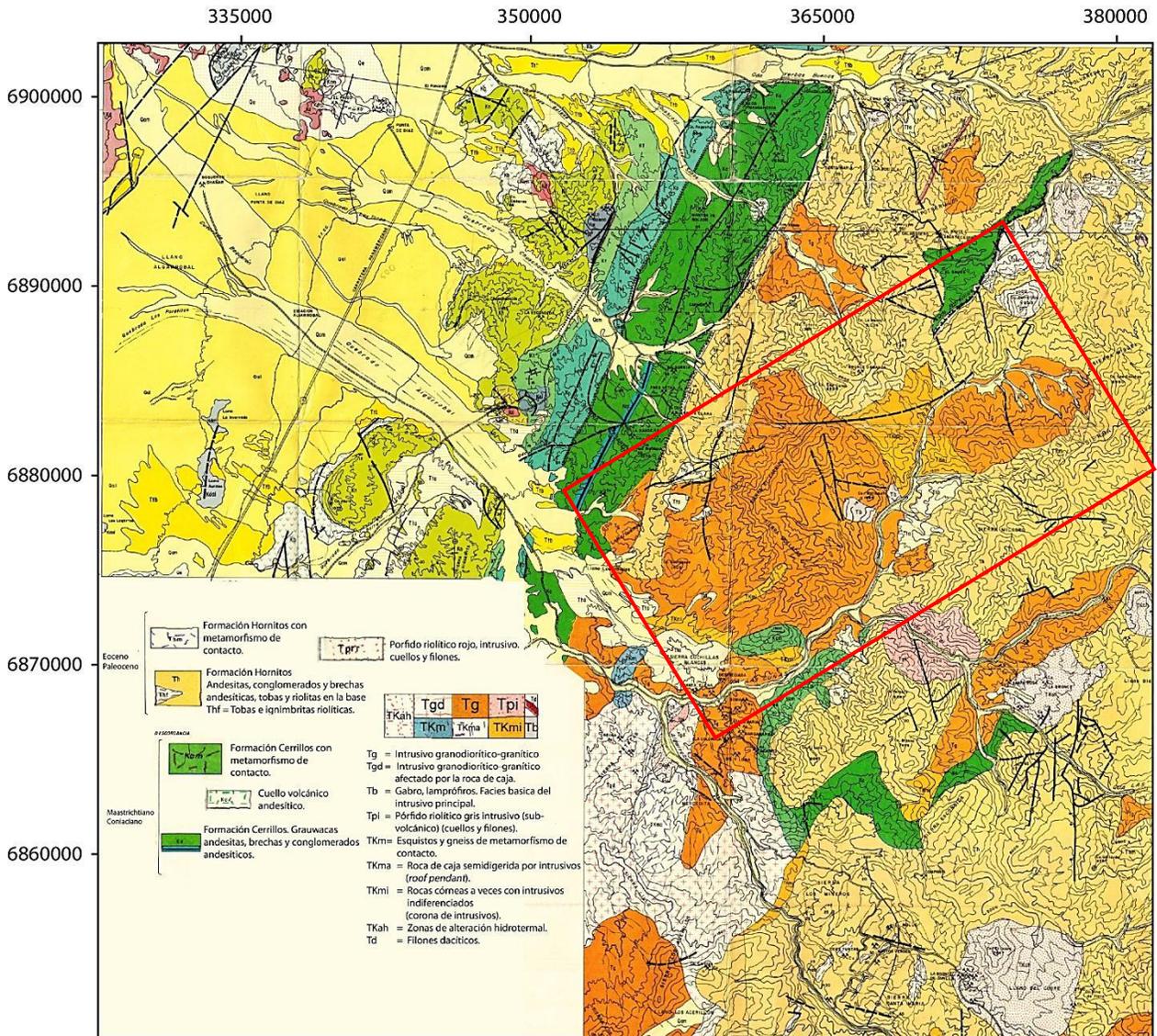


Figura 5: Mapa geológico de la zona. En el centro en naranja, en el sector del recuadro rojo, se puede observar el Plutón El Carrizo y la quebrada Las Cuñas donde aflora el intrusivo. Modificado de Abad (1980).

La característica principal que distingue la Formación Hornitos de la subyacente Cerrillos, es la presencia de flujos de ceniza macizos resistentes a la erosión

(Segerstrom, 1959). En la base de la formación, se encuentran unas tobas brechosas poco litificadas y muy porosa, formando gruesas capas. Gran parte de esta formación, está compuesta por conglomerados y areniscas tobáceas de composición andesítica y litológicamente indistinguibles de los observados en la Formación Cerrillos. Varias coladas de lava oscura de grano fino, se presentan también en la sección al norte de la quebrada Barrancas Blancas, al norte de la zona de estudio, fuera de los límites de ésta. La presencia de calizas es escasa dentro de la formación, pudiéndose observar pequeños afloramientos también al NE fuera de los límites de la zona de estudio de más o menos 5 m de espesor (Arévalo, 2005).

En cuanto a su edad, nuevos datos de U-Pb que van de 67 a 65 Ma (Maksaev 2009), junto con el mencionado de Arévalo (2005), sugieren que la Formación Hornitos presentó volcanismo y sedimentación continental que habría comenzado en el Mastrichtiano tardío y desarrollado esencialmente durante el Paleógeno. Las edades de U-Pb en zircones de 65.2 ± 1.2 Ma obtenidas para brechas andesíticas verdes de la zona basal de una sucesión volcano-sedimentaria en la quebrada Algarrobal, coincide con edades de U-Pb en zircones para la parte basal de la Formación Hornitos. Esta sucesión estaba mapeada previamente como Formación Cerrillos por Abad (1980) y Moscoso et al (1982), pero las edades isotópicas difieren con la asignación estratigráfica. Esto, pues dado el carácter volcánica-sedimentaria continental de ambas formaciones Cerrillos y Hornitos, y las similitudes entre ellas, dificultan enormemente el mapeo y correlaciones.

2.4 UNIDADES INTRUSIVAS

En la zona de estudio afloran de manera abundante y variada una serie de cuerpos intrusivos, donde es posible encontrar cuerpos de composición máfica a intermedia, así como también filones de textura porfírica. Las unidades estratigráficas, previamente descritas, se encuentran atravesadas en ciertos lugares por filones de traquita de color gris que contienen abundantes fenocristales de ortoclasa (Segerstrom, 1959).

Según Abad (1980), en la zona existen diversos tipos de cuerpos, que pueden ser identificados y diferenciados, ya sea por sus rasgos texturales, modo de ocurrencia, tamaño y relaciones de contacto. En zonas adyacentes a la zona de estudio, se han podido ubicar afloramientos siguiendo franjas que conservan el rumbo general de la región a través de varias decenas de kilómetros. El metamorfismo de contacto se desarrolla, principalmente alrededor de los intrusivos mayores y muchas veces genera extensas áreas de roca córnea.

Entre los cuerpos intrusivos, se cuenta con intrusivos subvolcánicos microdioríticos-andesíticos, ubicados hacia el sector noroccidental aledaño a la zona de estudio, donde se encuentran afloramientos de roca que varían entre microdiorítica y andesíticas porfíricas, donde no es posible encontrar estructuras. Además de estos

intrusivos, es posible encontrar dos importantes complejos graníticos que cubren abarcan gran parte de las rocas que afloran en la zona; por un lado el Complejo granodiorítico – diorítico, ubicado en las cercanías del anteriormente mencionado, está compuesto por un conjunto de plutones de menor tamaño que intruyen a roca estratificada asignada al Neocomiano. Asociados a estos cuerpos, es posible encontrar una importante zona de metamorfismo de contacto y skarn. Por otro lado se encuentra el Complejo granítico, que conforma aproximadamente el 80% de las rocas intrusivas descritas en el área por Abad (1980) y corresponden a granitos, que constituyen plutones asignados al Paleoceno Inferior y Eoceno Superior, pudiéndose ubicar a lo largo de los cuadrantes Estación Algarrobal, Yervas Buenas, Cerro Blanco, Merceditas y Tres Morros, al E de los afloramientos del Complejo granodiorítico–diorítico del Cretácico Superior. Afectan mediante metamorfismo de contacto a las formaciones Cerrillos y Hornitos. Su litología corresponde principalmente a granitos, en los cuerpos de mayor magnitud se aprecian tonalitas, granodioritas, monzodioritas cuarcíferas y en algunos casos, facies básicas representadas por gabros y lamprófiros poco desarrollados. En los bordes de algunos cuerpos, es posible encontrar pórfidos riolíticos, mientras que en otras zonas, el metamorfismo de contacto presente, está representado por metandesitas, algunos esquistos y rocas “semi-digeridas” por los intrusivos, pudiéndose encontrar también en zonas de *roof pendant*.

Además, asociadas a estos intrusivos, se encuentran importantes zonas alteradas, con fuerte epidotización, cloritización y silicificación. Edades de K/Ar de muestras tomadas de afloramientos comparables al estudiado en el presente trabajo, expuestos en zonas adyacentes, arrojaron edades que fluctúan entre $59,8 \pm 0,9$ y $64 \pm 1,1$ m.a., que ubican a estos intrusivos en el Paleoceno Interior (Farrar 1970). Abad (1976a), posteriormente discute estos datos y propone la existencia de dos fases magmáticas intrusivas, una del Paleoceno Inferior y otra, en el Eoceno Superior. La primera afecta principalmente a la Formación Hornitos. Aparentemente, los intrusivos paleocenos son más ácidos que los eocenos, ubicándose, en general, en el campo de los granitos, en cambio, los más jóvenes tienden a ubicarse en el campo de las monzodioritas y dioritas cuarcíferas.

2.5 RASGOS ESTRUCTURALES

Los rasgos estructurales de la zona se caracterizan principalmente por una orientación aproximada de N30E de fallas y pliegues. Las rocas estratificadas previas al Terciario temprano descritas en la zona, se encuentran plegadas, así como también se han reconocido pliegues del Cretácico (Abad, 1980).

Estructuras de carácter regional se evidencian por la gran longitud de sus planos axiales, especialmente de las formaciones posteriores a las formaciones Lautaro y La Ternera, pues en éstas últimas las estructuras mayores no son observables. Hacia el E de la zona de estudio, se encuentra un anticlinal que afecta a las formaciones Hornitos y Cerrillos, con un eje que cuyo buzamiento es hacia el S. En la quebrada Yervas

Buenas, al oeste de la Sierra Potrerillos, es decir, en la quebrada que limita por el norte a la zona de estudio, hay un sinclinal de más de 10 Km de extensión, una longitud de onda de 5 Km y una amplitud de 1000 m. Su rumbo sigue una tendencia NE-SE a NNE-SSW, llegando al río Copiapó en el cuadrángulo Los Loros hacia el N.

La Quebrada Algarrobal, que limita la zona de estudio por el sur, cruza de E a W y por ésta pasa el eje de un sinclinal de 13 Km que se desarrolla aún más hacia el S, fuera del límite del área de estudio. Tiene un eje sinuoso en dirección NNE-SSW.

Junto con los pliegues, se tiene un importante desarrollo de fallas en la zona, algunas de las cuales son normales que no muestran desplazamiento aparente y otras son inversas, con repetición de las secuencias afectadas. Hacia el W, en lo que Abad (1980) denominó Formación Cerrillos, esta se encuentra dividida por una falla normal de rumbo NNE-SSW y manteo aparente de 75° SE. En la Sierra Cesáreo, aledaña hacia el W de la zona de estudio, se encuentra una zona de cizalle, al sur de la quebrada Chuschampis, evidenciada por dos grandes fracturas, una NE-SW y otra NW-SE. También en la zona se observan fallas y fracturas de dirección NW-SE, que se distribuye por el área (Abad, 1980), coincidentemente con la orientación de las quebradas Algarrobal, Chuschampis, Galena, Los Sapos y cursos de agua menores.

Estudios estructurales recientes en el área, muestran la existencia de una cuenca invertida, en la cual se habrían depositado las secuencias sedimentarias del Grupo Chañarcillo (Martínez, et al, 2012). Esta inversión de cuenca, asociada al KT, y los posteriores eventos compresivos serían los responsables de propagar la deformación hacia el este, generando plegamiento y fallamiento de los depósitos pertenecientes a las formaciones Cerrillos y Hornitos.

CAPÍTULO III: MAPEO Y PETROGRAFÍA DEL PLUTÓN EL CARRIZO

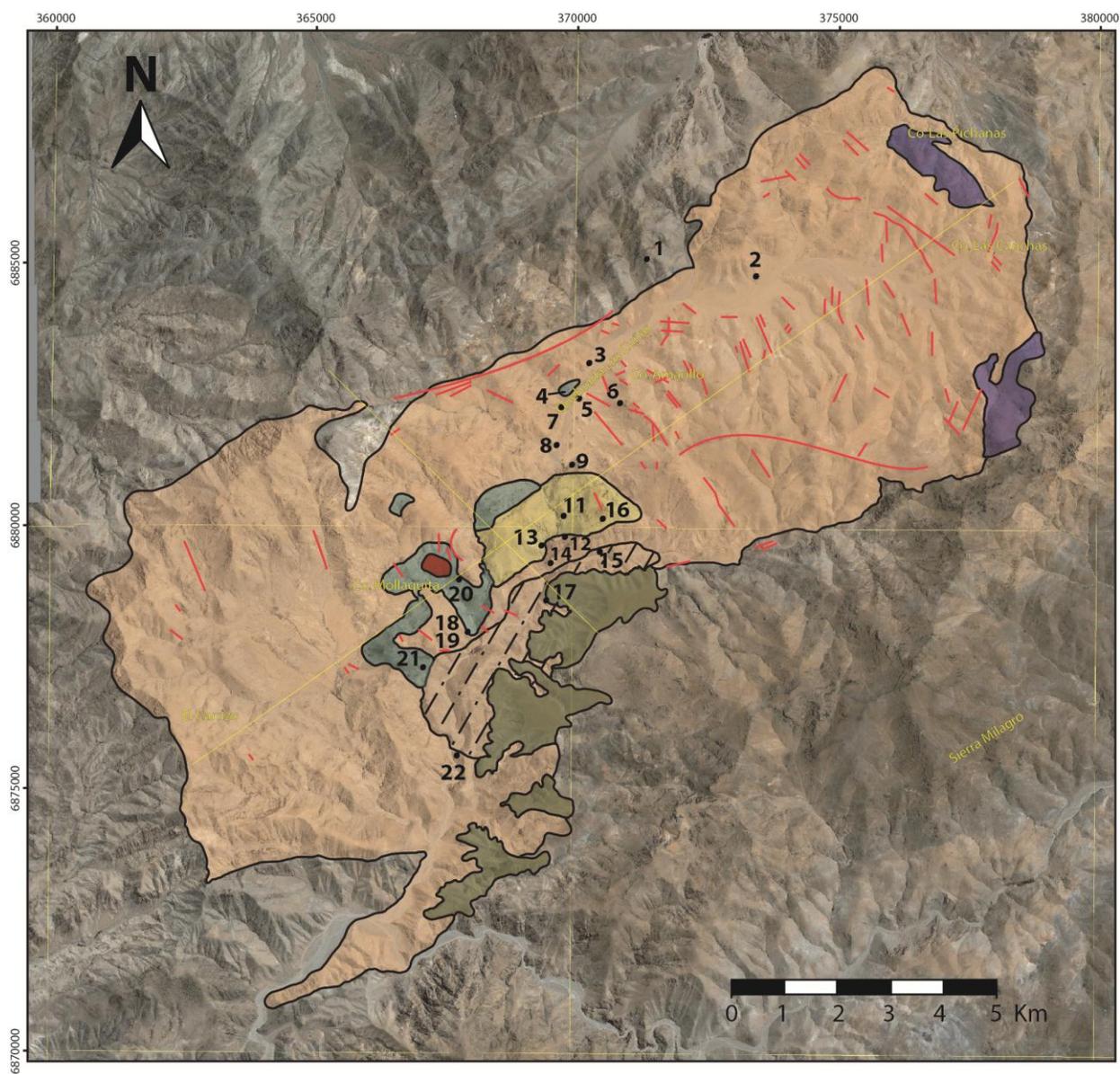
El mapeo geológico a la escala 1:50.000 del Plutón El Carrizo, muestra una distribución alargada en una dirección NE-SW, tal como se observa en la figura 6, donde se pueden apreciar las 5 unidades descritas en el presente trabajo, las cuales son: Sienogranito de biotita, Microleucogranito, Gabronorita de olivino, Meladorita de anfíbola y la unidad de Diques félsicos. En la figura, también se pueden observar los puntos donde se obtuvieron las muestras, junto con rocas andesíticas que se observan de color morado, que constituyen un “*roof pendant*” en los afloramientos ubicados hacia el N. Junto a esto, se observó una delgada capa de gravas, que cubren el sector medio-oriental del intrusivo. Importante es la presencia de diques en la zona, cuya disposición preferencial es en dirección NW-SE, es decir, contraria a la dirección preferencial que muestra el intrusivo en planta.

A continuación, se procederá a describir cada una de las litologías presentadas en el mapa.

El Plutón El Carrizo de aproximadamente 100 Km² consta de, al menos, 5 unidades bien diferenciables:

- Sienogranito de biotita
- Gabronorita de olivino
- Meladorita de anfíbola
- Microleucogranito
- Diques félsicos

Mapa litológico del sector Yervas Buenas: Plutón El Carrizo.



Leyenda:

- Sienogranito de biotita
- Sienogranito de biotita con enclaves
- Gabronorita de olivino
- Microleucogranito
- Meladorita de anfíbola
- Andesita
- Gravas
- Diques

Figura 6: Mapa geológico y simbología del Plutón El Carrizo. Los puntos indican los sectores donde fueron sacadas las muestras.

3.1 SIENOGRANITO DE BIOTITA

3.1.1 Distribución espacial y relaciones de contacto

Esta unidad aflora a lo largo de la Quebrada Las Cuñas casi en su totalidad en el sector El Carrizo. Es la unidad de mayor dimensión, de morfología alargada en dirección NE-SW, abarca un área aproximada de 80 Km² y sirve de roca caja para otras litologías.

Los afloramientos se presentan en su mayoría meteorizados a maicillo, sin embargo también es posible apreciar abundante meteorización esferoidal a lo largo de todo el intrusivo. En toda la unidad afloran abundantes diques de composición félsica, siendo más abundantes hacia la zona norte. Estos pertenecen a la unidad de Diques félsicos, descritas posteriormente en el trabajo. La presencia de enclaves en esta unidad en general es escasa (a excepción de la zona centro-oriental), pudiéndose observar rara vez a escala de afloramiento.

En los afloramientos ubicados en la zona centro-oriental de la unidad, al acercarse a las rocas volcánicas de la caja, son apreciables abundantes enclaves máficos que van desde 5 a 30 cm, una zona que comprende aproximadamente 7,5 Km² aproximadamente, presentando una densidad de enclaves que alcanzan los 30 enclaves por m², tal como es apreciable en la figura 7.

Estos afloramientos con abundantes enclaves, presentan morfología alargada en planta, están compuestos de monzogranitos de biotita y hornblenda, es decir, muestran un mayor contenido de plagioclasa en comparación con las rocas que no presentan abundancia en xenolitos. Estos últimos fueron clasificados como una meladorita de biotita con textura aplítica alotriomorfa granular de grano fino (0,5-1 mm).



Figura 7: Afloramiento de la Sienogranito de biotita con abundantes enclaves, donde alcanzan los 30 enclaves por m^2 en sectores. En el centro de la imagen se ubica un lápiz de escala.



Figura 8: Contacto entre el Sienogranito de biotita y un enclave máfico en la parte superior.

3.1.2 Litología

La unidad Sienogranito de biotita presenta una textura holocristalina hipidiomorfa granular de grano medio a grueso. Su índice de color la clasifica como leucocrática, cuyos tamaños de grano varían entre 1 y 5 mm, con una estructura homogénea y fábrica isótropa, cuyo mineral máfico en abundancia es la biotita, con porcentajes que varían entre el 5 y 15% en la roca total.

Como mineralogía modal, se encuentran feldespatos alcalinos (ortoclasa y microclina), de forma anhedral a subhedral, con cristales no elongados, sin presentar dirección de orientación preferencial. Presenta abundantes texturas gráficas, mesopertítica, bordes de reabsorción y fenocristales frescos que incluyen poikiliticamente a cristales de cuarzo y otros opacos. Su contenido en la roca total varía entre un 40 y un 50% y sus tamaños varían entre 0,5 y 5 mm de diámetro, con una moda de 3,5 mm. Las plagioclasas se presentan como cristales subidiomorfos de entre 0,1 y 3 mm de largo, con maclas polisintéticas y de Carlsbad bien desarrolladas, muchas se presentan arcillizadas y otras sericitizadas principalmente en el núcleo de los cristales, los cuales no se encuentran elongados en una dirección preferente. Se observan bordes mirmequíticos entre éstas y los feldespatos alcalinos, al igual que es apreciable una zonación en cristales de mayor tamaño. Sus porcentajes de roca total varían entre 6 y 15%. Cristales de cuarzo se presentan anhedrales a subhedrales y cataclástico, con tamaños que varían entre 0,2 y 4 mm de largo. Localmente se presenta con texturas gráficas, poikilitica, simplectítica (figuras 9 y 10) y bordes de reabsorción en sus contactos con los feldespatos alcalinos. Es apreciable un crecimiento intersticial entre los fenocristales de mayor tamaño. Su contenido en la roca varía entre un 20 y un 44%. El mineral máfico predominante es la biotita, que se presenta anhedral con tamaños de grano de entre 0,1 y 1 mm, generalmente aparecen entrecrecidos con otros minerales como opacos (magnetita) y esfeno. Como minerales accesorios se puede encontrar opacos como magnetita e ilmenita microgranulares, así como también apatita y circón. De acuerdo a los porcentajes obtenidos, la roca se denomina un sienogranito de biotita según los cortes descritos ploteados en el triángulo QAP de la figura 11.

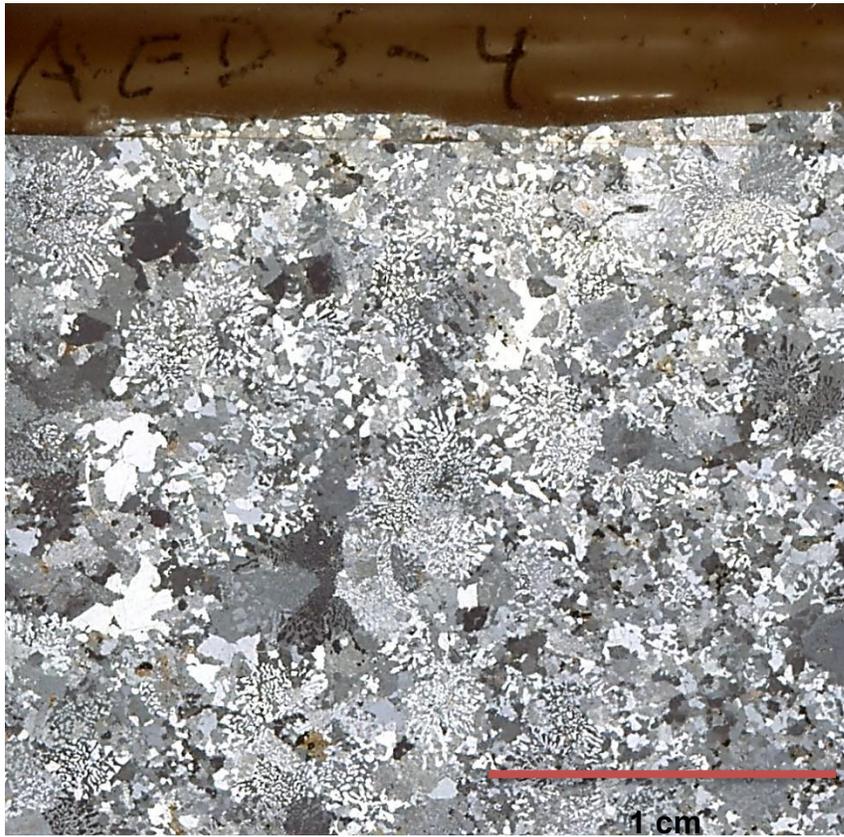


Figura 9: Corte AED5.4 a nicoles cruzados. Se observa abundante textura gráfica distribuida en todo el corte, correspondiente a un sienogranito de biotita.

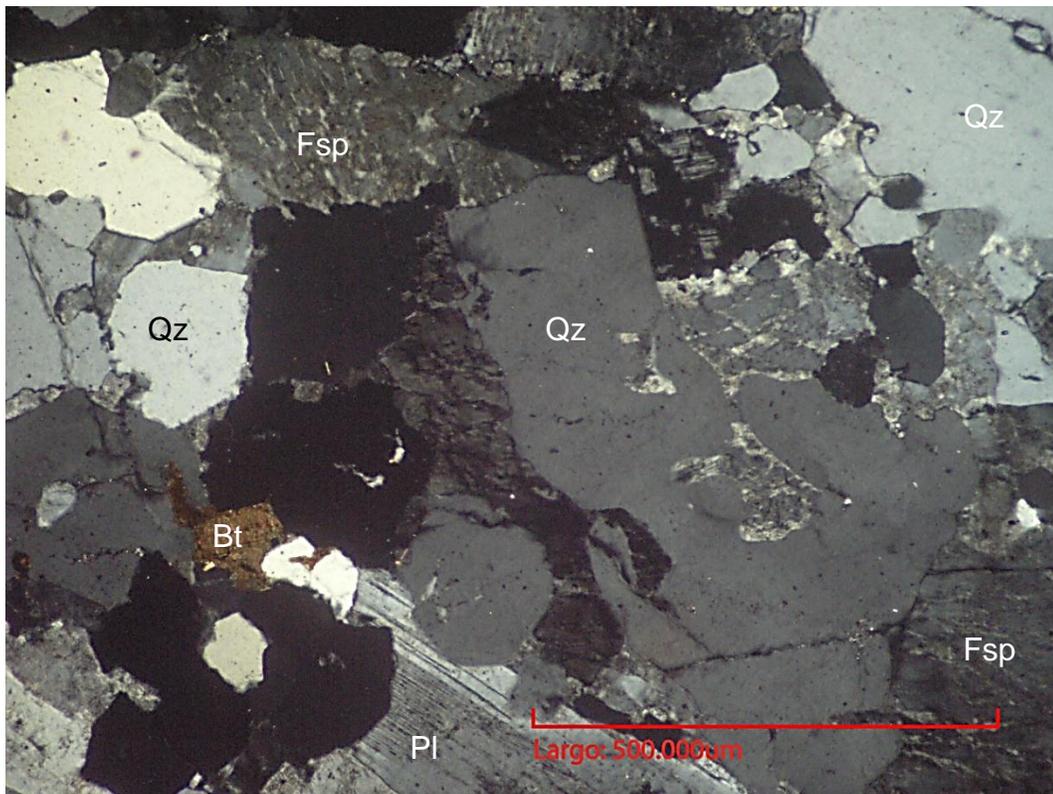


Figura 10: Corte AED2P3, se observa un sienogranito de biotita con textura simplectítica en los bordes del cuarzo con la plagioclasa y mesopertítica en cristales de feldespatho potásico

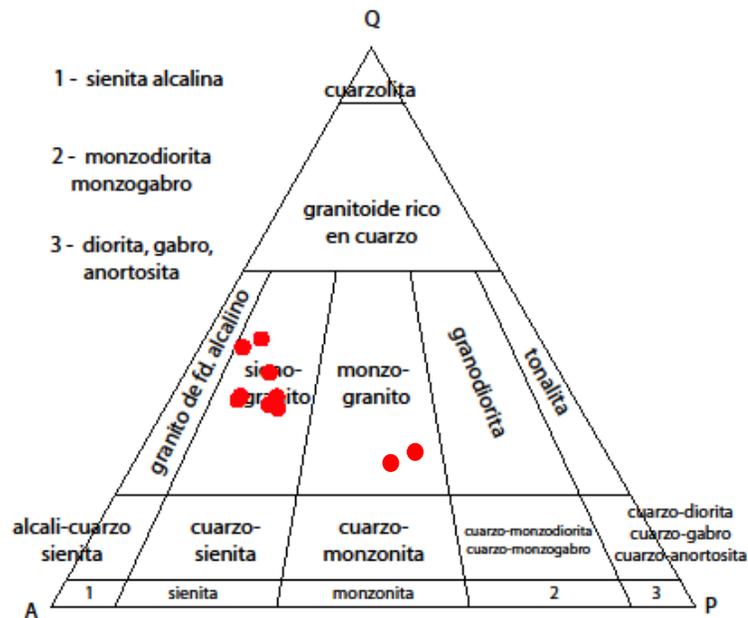


Figura 11: Diagrama QAP de las 8 muestras pertenecientes a la unidad Sienogranito de biotita y 2 muestras de la roca que contiene abundantes enclaves clasificada como un monzogranito biotita y hornblenda.

3.2 GABRONORITA DE OLIVINO

3.2.1 Distribución espacial y relaciones de contacto

Comprende un pequeño sector del área de estudio donde aflora en la zona céntrica del mapa, hacia el E y al S del Cerro Mollaquita (figura 3). Los afloramientos en total abarcan aproximadamente 1 Km² en superficie.

Esta unidad está íntimamente relacionada con la unidad de Meladorita de anfíbola, presentándose incluida dentro de ella.

3.2.2 Litología

La unidad de Gabronorita de olivino es una roca de textura holocristalina, hipidiomorfa, equigranular de grano medio a grueso. Según su índice de color las rocas de esta unidad son de carácter melanocrática, cuyos tamaños de grano varían entre 1 y 10 mm, de estructura homogénea y fabrica isótropa.

La mineralogía modal la componen: plagioclasa, la cual se presenta con una mayor componente anortítica sin mostrar una dirección de orientación preferencial de cristales. De grano medio a grueso, con cristales que van desde 1 a 10 mm de largo, con cristales subhedrales a euhedrales ocupando un 40% aproximado del total de minerales presentes. Las plagioclasas carecen de alteración, sin embargo, se presentan con abundante fracturamiento y zonadas. Se observan cristales de piroxeno subhedral, del tipo clino y ortopiroxeno de 2 a 5 mm de largo. Estos incluyen poikilíticamente a cristales de plagioclasa y olivino. Se muestran uralitizados en sectores del corte y comprende aproximadamente un 25% del contenido mineral total. La anfíbola es del tipo hornblenda subhedral con cristales de 2 a 7 mm de largo. Esta incluye poikilíticamente a minerales de piroxena, olivino y plagioclasas (figura 14). Se observa también la presencia de uralita, que se forma producto de un reemplazo de hornblenda por piroxeno. El contenido total de anfíbola es de un 20% en total. El olivino se presenta subhedral de grano medio con cristales de 1 mm de diámetro ocupando un 10% en roca total. En algunos olivinos se observa idingsita como mineral de alteración (figura 12). Como minerales accesorios se puede encontrar cristales de magnetita, ilmenita abarcando un 5% aproximado.



Figura 12: Corte AED5.7 escaneado a nicóles cruzados. Pertenece a la unidad Gabronorita de olivino y se puede observar su abundante presencia de plagioclasa.

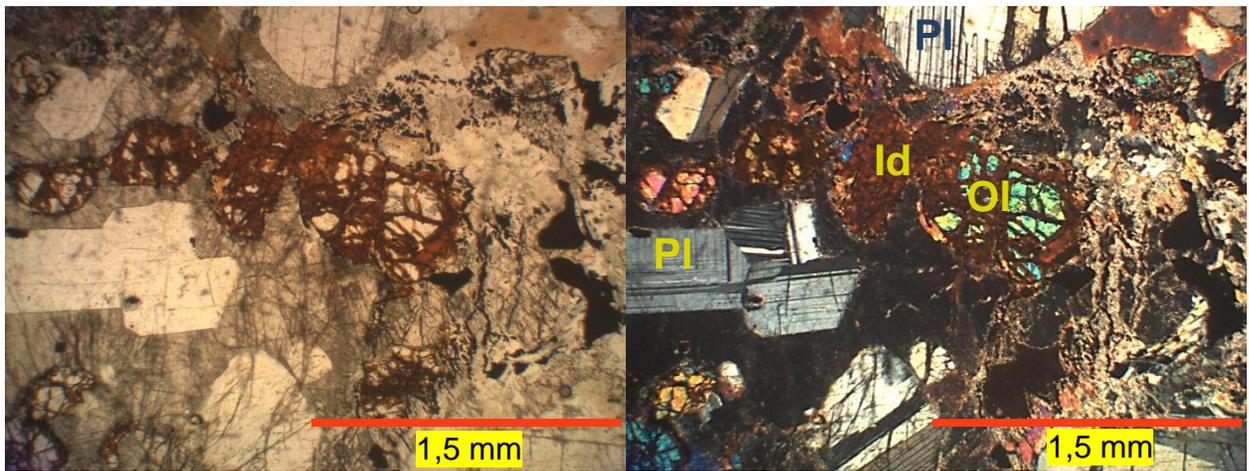


Figura 13: Imagen a nicoles paralelos a la izquierda y cruzados a la derecha donde se observan cristales de olivino siendo alterados a idingsita hacia el centro de las imágenes.

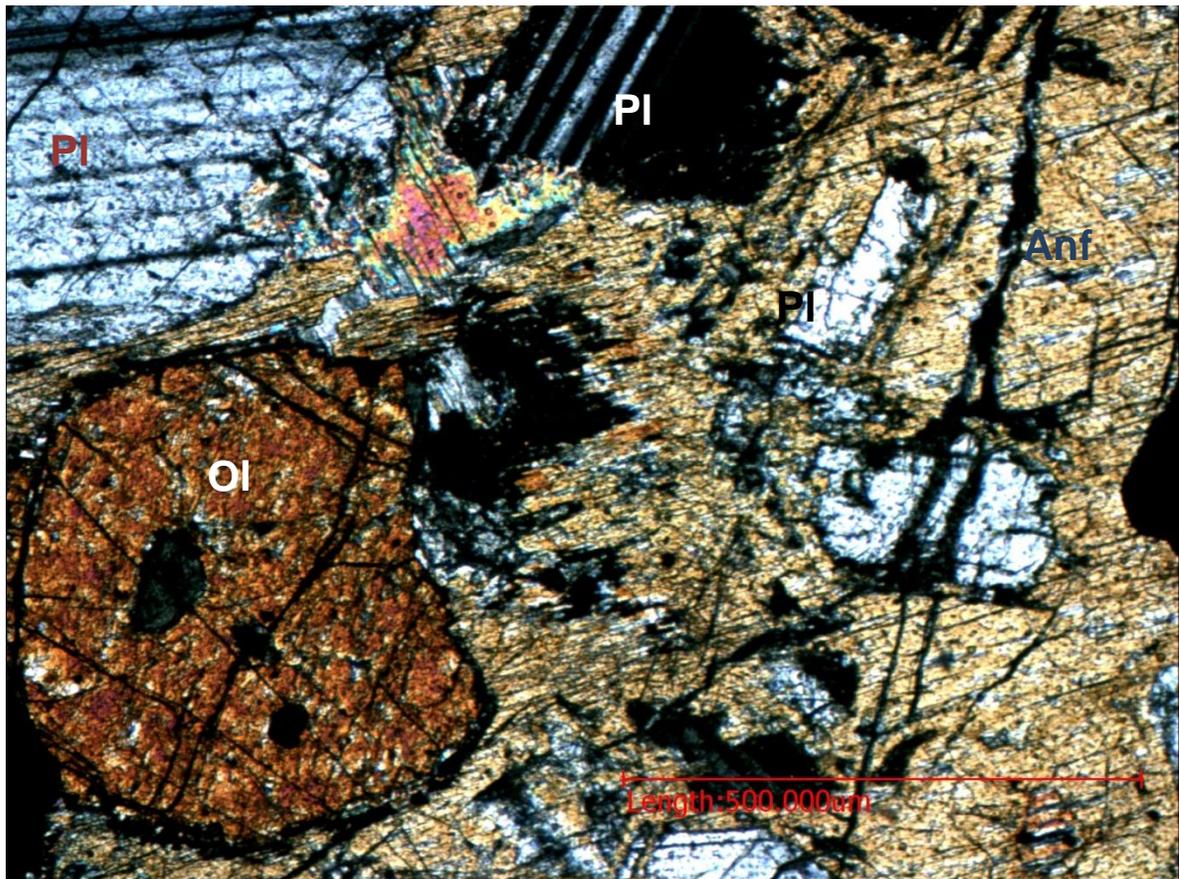


Figura 14: Corte transparente AED5.7 a nicoles cruzados, perteneciente a la unidad Gabronorita de olivino. Se observan cristales de plagioclasa incluidos poikiliticamente en un cristal grande de anfíbola, También se observa un cristal de olivino.

3.3 MELADIORITA DE ANFÍBOLA

3.3.1 Distribución espacial y relaciones de contacto

Los afloramientos en total abarcan cerca de 3 Km² en superficie, no presentando continuidad longitudinal y mostrando una tendencia en planta a aflorar en una disposición NE-SW, al igual que la unidad Sienogranito de biotita. Se caracteriza por una importante presencia de plagioclasa y se encuentra en contacto difuso con la unidad Sienogranito de biotita casi en su totalidad e incluye dentro de sus límites a la unidad Gabronorita de olivino. Estos contactos se presentan nítidos y a veces cubiertos por material producto de meteorización.

Se observa en contacto nítido con la unidad Sienogranito de biotita. Tal rasgo es se muestra en la ladera norte del cerro Mollaquita y en cerros aledaños, donde en la parte inferior se encuentra la unidad Meladiorita de anfíbola y sobre ésta se encuentra la unidad Sienogranito de biotita (figura 15). Sin embargo, en terreno no fue posible determinar, efectivamente, algún tipo de contacto por intrusión entre las litologías involucradas.



Figura 15: Contacto nítido entre la unidad Meladiorita de anfíbola y la unidad Sienogranito de biotita (vista hacia el SSW en el cerro Mollaquita).

3.3.2 Litología

Esta corresponde a una Meladiorita de anfíbola, cuya característica distintiva es un mayor contenido de minerales hidratados como anfíbola y biotita, a diferencia de la Gabronorita de olivino, la cual posee un mayor contenido de minerales como olivino y piroxeno. Corresponde a una roca con textura holocristalina, hipidiomorfa equigranular de grano medio. Su índice de color la clasifica como melanocrática, y el tamaño de sus cristales varía entre los 0,5 y los 5 mm.

Como mineralogía modal se puede apreciar que el mineral más abundante es la plagioclasa, que se encuentra entre un 40 y un 60%. Son cristales de grano fino a medio, subhedrales a euhedrales que varían desde 0,5 hasta 4 mm de largo, éstos últimos zonados, presentan macla polisintética, periclina y de Carlsbad bien desarrolladas sin rastros de alteración. Los cristales de hornblenda son anhedral de grano fino a grueso, con mayor abundancia de minerales medio-grueso (1 a 7 mm). Se presenta encapsulando poikilíticamente a otros minerales como plagioclasas, opacos y en algunas zonas a piroxenos formando grandes cristales (figura 16b). Su porcentaje en la roca total es cercano al 30%. En menor proporción se encuentra biotita anhedral de grano fino con cristales de 0,3 mm de tamaño en promedio, se suele presentar intercrecido con minerales de anfíbola conformando un porcentaje que varía entre el 5 y 10%. Otro mineral presente, observable escasamente en la subunidad, es el piroxeno del tipo augita de menor tamaño, el cual se presenta incluido en megacristales de hornblenda ocupando hasta un 5% en la roca total. Minerales accesorios rondan el 5%, compuestos de magnetita, ilmenita y titanita. De acuerdo a los porcentajes calculados, la roca se clasifica como una gabronorita de olivino según los triángulos de clasificación en la figura 17.

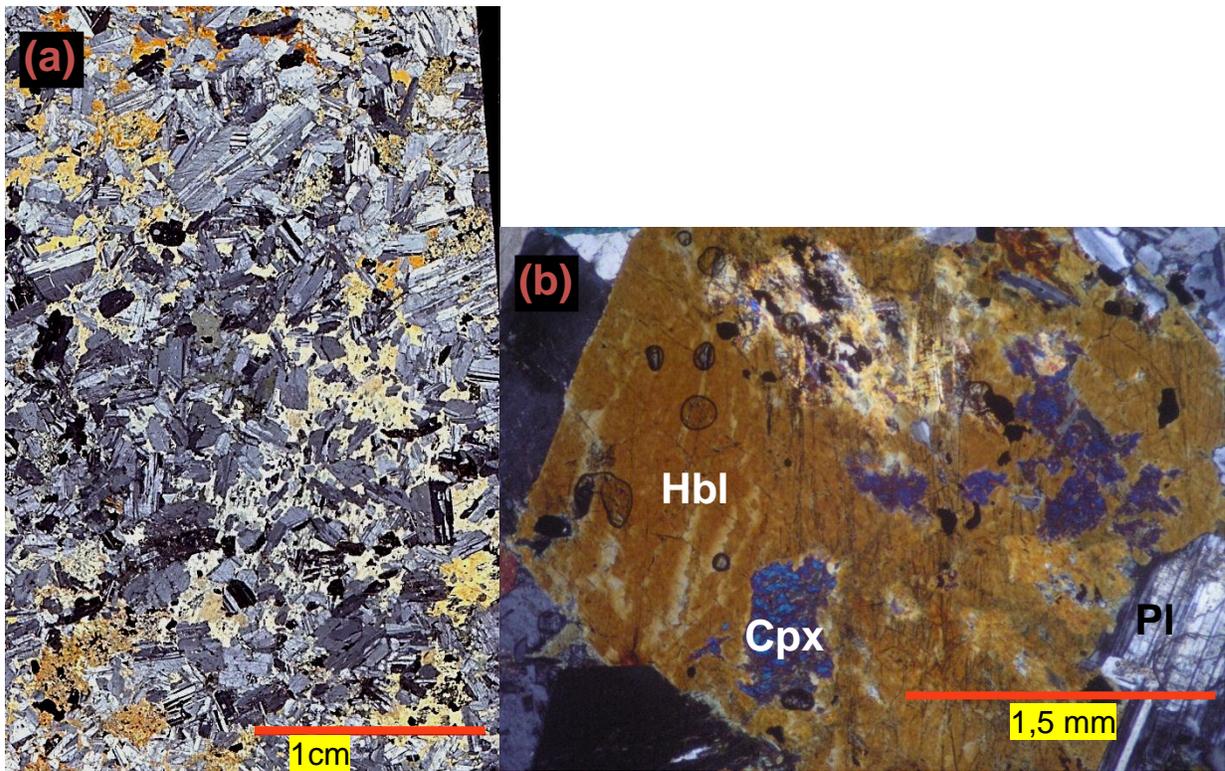


Figura 16: (a) Meladorita de anfíbola. Corte AED2.2 a nicos cruzados. Se observa abundancia de plagioclasa y anfíbol de color amarillo. (b) Meladorita de anfíbola. Corte YB11 a nicos cruzados. Se aprecian clinopiroxenos incluidos poikiliticamente en cristal.

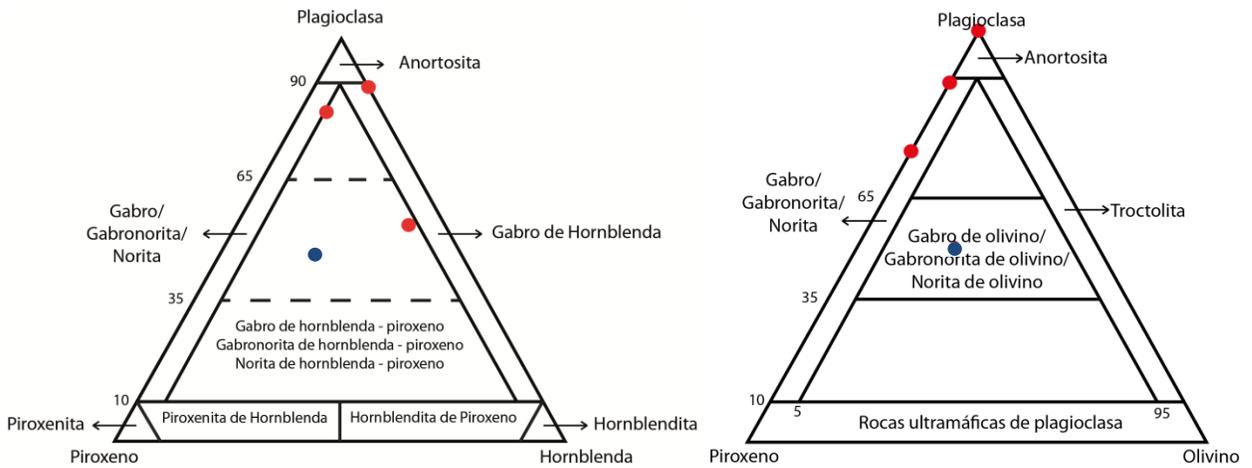


Figura 17: Triángulos de clasificación de las rocas pertenecientes a las unidades Gabronorita de olivino en azul y Meladorita de Anfíbola en rojo.

3.2.3 Variaciones litológicas

Hacia el interior de la unidad se encuentra la Gabronorita de olivino, la cual se caracteriza por la presencia de minerales máficos anhidros como lo son el piroxeno y el olivino, sin embargo, se logra apreciar una disminución en el contenido de minerales anhidro de forma gradual, de manera tal que son reemplazados por minerales hidratados como la anfíbola y biotita, dando lugar a la unidad Meladiorita de anfíbola, donde se observa un escaso contenido de piroxeno y nula presencia de olivino. El contenido de minerales máficos anhidros versus el de minerales hidratados, depende del grado de reemplazo por hidratación que experimente la roca. La presencia de uralitización observada en la Gabronorita de olivino da cuenta de un reemplazo de piroxeno por hornblenda en los estados finales de la cristalización del cuerpo intrusivo.

3.4 MICROLEUCOGRANITO

3.4.1 Distribución espacial y relaciones de contacto

Esta unidad también comprende un pequeño sector dentro de la zona de estudio, cuya morfología es alargada en dirección NNE, donde aflora a ambos lados de la quebrada principal Las Cuñas, al sur del cerro Amarillo, abarcando un área en superficie aproximada de 3 km².

Se presenta intruyendo a la unidad Sienogranito de biotita. Hacia su extremo occidental, el cuerpo se encuentra en contacto nítido con la unidad de Meladiorita de Anfíbola. Se caracteriza por su escaso contenido de minerales máficos y por el tamaño pequeño de sus cristales.



Figura 18: Imagen de la quebrada Las Cuñas, donde en ambos lados aflora la unidad de Microleucogranitos (vista hacia el S).

3.4.2 Litología

De acuerdo a su índice de color, las rocas de esta unidad son de carácter leucocrático, o holo-leucocrático, pues tanto a escala de afloramiento, (figura 18 y 22), como en cortes transparentes (figuras 19 y 20), se aprecia un muy bajo contenido de minerales máficos. Consta de una matriz felsítica o felsofídica, de tamaño de grano fino. En sectores es posible apreciar pórfidos con el mismo tipo de matriz, con la presencia de fenocristales de feldespato potásico. Es posible identificar los siguientes minerales:

El cuarzo se presenta anhedral de tamaño fino, con cristales de un tamaño variable desde 0,05 mm hasta 1 mm, con una matriz de tamaño fino de 0,1 mm en promedio. Conforman junto con fenocristales de feldespato potásico un 75 a 90% de la roca total, constituyendo la matriz felsítica, donde muestra textura gráfica (figura 19). Se presenta en forma de fenocristales de hasta 1 mm de largo, con una textura simplectítica, bordes corroídos, irregulares y embahados. Junto con el cuarzo, se encuentra el feldespato potásico, que como se dijo anteriormente, forma un agregado microcristalino que conforma casi la totalidad del corte. Se observan también como fenocristales de hasta 1 mm, de forma anhedral, de grano fino con abundantes texturas gráficas, peritítica, y bordes embahados. También es posible encontrar fenocristales de plagioclasa, de grano fino a medio, con tamaños de entre 0,5 y 3 mm de largo. Se presentan mostrando macla polisintética y de Carlsbad subhedral a anhedral con bordes corroídos, como se aprecia en la figura 20. Es posible observar alteración a sericita, en especial hacia el centro de algunos cristales. Su porcentaje dentro de la roca total varía entre el 5 y el 15%. Otro mineral que se presenta, pero en una menor proporción, es la biotita, de grano fino de 0,1mm, anhedral, sin embargo, no es posible encontrarla en todos los cortes de la unidad. Cuando aparece, lo hace con un entrecrecimiento con minerales opacos. Como minerales accesorios, que conforman menos del 5%, es posible encontrar a óxidos de hierro como lo son magnetita e ilmenita, distribuidos en toda la sección delgada, excepto cuando aparece con biotita, donde están entrecrecidos. También se encuentra en menor proporción apatita, titanita y zircón. De acuerdo a los porcentajes obtenidos mediante el estudio de cortes transparentes, se obtuvo que la roca es un microleucogranito tal y como se observa en el triángulo de clasificación QAP de la figura 21.



Figura 19: Leucogranito. Imagen del corte AED3.1 a nicoles cruzados. Se aprecia un fenocristal de plagioclasa en la parte superior y textura gráfica en los cuarzos pequeños que lo rodean. En la parte inferior se observa el agregado microcristalino de cuarzo y feldespato.

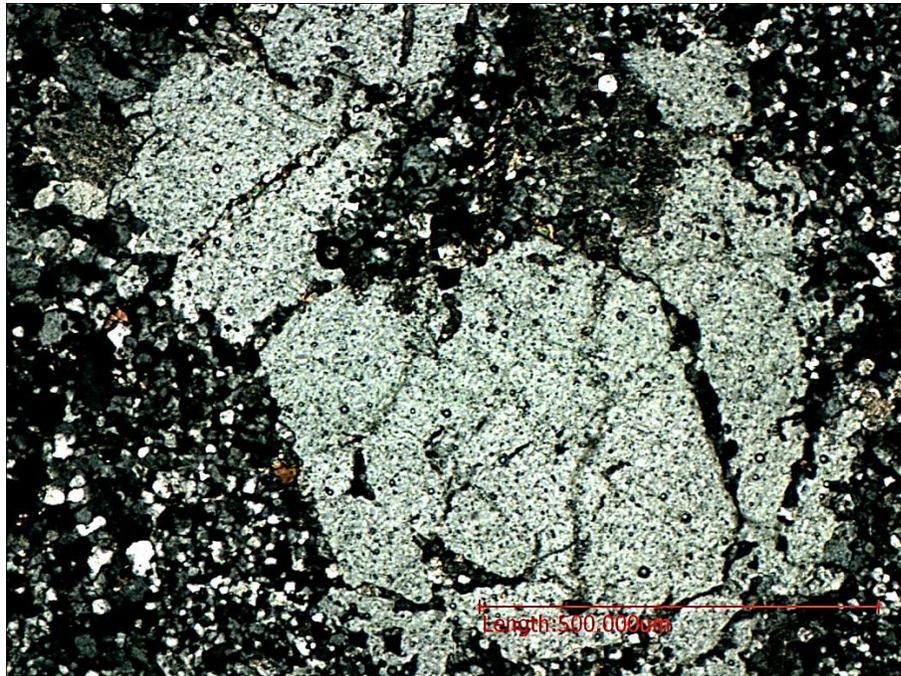


Figura 20: Leucogranito. Imagen del corte AED3.3 a nicoles cruzados. Se observa un fenocristal de cuarzo siendo corroído en sus bordes.

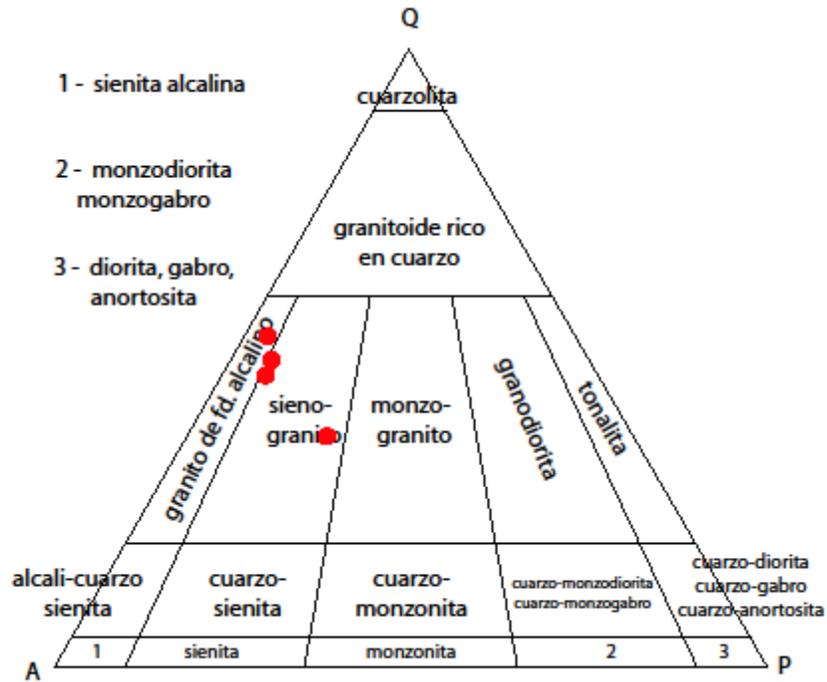


Figura 21: Diagrama QAP de 4 muestras pertenecientes a la unidad de Microleucogranitos.



Figura 22: Afloramiento de la unidad Microleucogranito. En el centro de la imagen se encuentra un martillo de escala.

3.5 UNIDAD DE DIQUES FÉLSICOS

Esta unidad se distribuye a lo largo de todo el intrusivo, con una mayor densidad de diques hacia la zona norte del mismo. Se puede observar una orientación preferencial de los diques en dirección NW-SE. Constan básicamente de un agregado aplítico de cristales de cuarzo y feldespato. Son holocristalinos, hipidiomorfos, equigranulares de grano fino (figura 23), presenta una fuerte alteración a sericita sobreimpuesta, donde también es posible apreciar hematitización y mica blanca alterada a clorita. Los cristales de cuarzo y feldespato se presentan subhedrales de grano medio de 1 mm de diámetro en promedio. Sus espesores son variables desde 1 metro de ancho (figura 24) hasta los 3 metros. Algunos se presentan con un mayor grado de alteración de las antes mencionadas, es por esto que suelen observarse de un color rojizo negruzco.

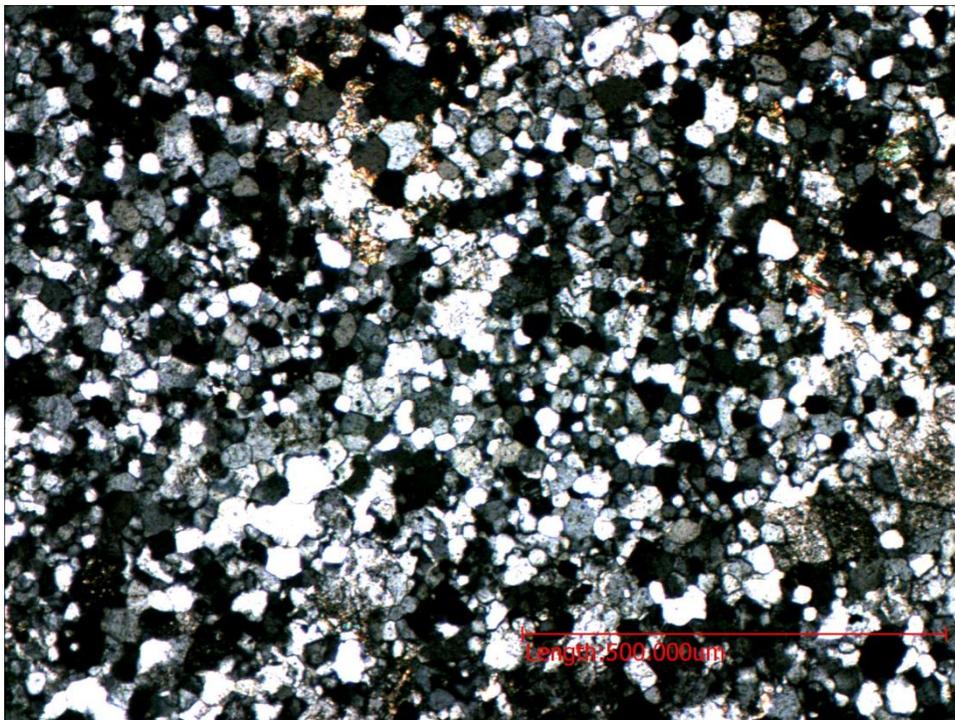


Figura 23: Imagen de un corte transparente a nicols cruzados de un dique aplítico con pequeños cristales de mica blanca.



Figura 24: Imagen tomada en terreno donde se muestra un dique de 1 metro de ancho.

3.6 CONCLUSIONES PETROGRÁFICAS

A partir del ploteo de datos obtenidos de las muestras de corte transparente analizadas en el triángulo QAP (figura 25), es posible observar una marcada tendencia de variación composicional, desde muestras más máficas ubicadas en el extremo de las plagioclasas, hasta rocas más félsicas, como lo son las rocas pertenecientes a la unidad Sienogranito de biotita y la unidad de Microleucogranitos, así como también una muestra perteneciente a los Diques félsicos ploteando en la zona de granitoide rico en cuarzo.

A modo de resumen, tenemos que las unidades máficas se presentan en el centro del mapa, siendo rodeadas de las unidades félsicas. El tamaño de grano de estas últimas es menor en promedio que el de las unidades máficas (tabla 1). La presencia de enclaves es escasa en la zona a excepción del sector centro-oriental del Sienogranito de biotita donde la abundancia de éstos alcanza los 30 enclaves por m^2 . Los diques se pueden apreciar con una mayor abundancia hacia la zona norte del mapa, presentando una orientación preferencial en dirección NW-SE.

Las disimiles mineralogías que se exhiben, desde intrusivos más máficos hasta otros más félsicos y la tendencia mostrada en los triángulos QAP sugieren dos posibilidades. Por un lado, la presencia de una cámara magmática diferenciada producto de cristalización fraccionada, donde en la medida que ocurre la nucleación y crecimiento de cristales, se genera migración de las fases más densas hacia zonas inferiores del intrusivo. Por otro lado, cabe la posibilidad de que la diferenciación magmática ocurra en una cámara ubicada a una profundidad mayor en la corteza, y lo que estaríamos observando sería una zonación generada por el emplazamiento en superficie del fundido residual que genera esta diferenciación.

Tabla 1: Tabla resumen del análisis petrográfico de las unidades que conforman el Plutón el Carrizo.

Unidad Litológica	Sienogranito de biotita	Gabronorita de olivino	Meladorita de anfíbola	Microleucogranito	Unidad de Diques
Tamaño de grano promedio	2 mm	5 mm	5 mm	0,5 mm	1 mm
Índice de Color	Leucocrático	Melanocrático	Melanocrático	Holo-leucocrático	Leucocrático
Texturas	Gráfica, mesopertítica, bordes de reabsorción, mirmequitica	Uralitización, poikilitica, serpentización, sericitización	Uralitización, poikilitica, serpentización, sericitización	Felsítica, porfírica, gráfica, simplectítica, bordes embahizados, micro-pertítica	Aplítica
Enclaves	Ausentes, excepto en un sector donde la densidad de enclaves alcanza los 30 enclaves por m ²	No presenta	No presenta	No presenta	No presenta
Diques	Abundantes diques hacia la zona norte	No presenta	No presenta	No presenta	-
Relación de contacto	Nítida con Meladorita de anfíbola. Difuso con Microleucogranito	Incluida dentro de Meladorita de Anfíbola	Nítido con Microleucogranito	Difuso con Sienogranito	Intruye a Sienogranito de biotita

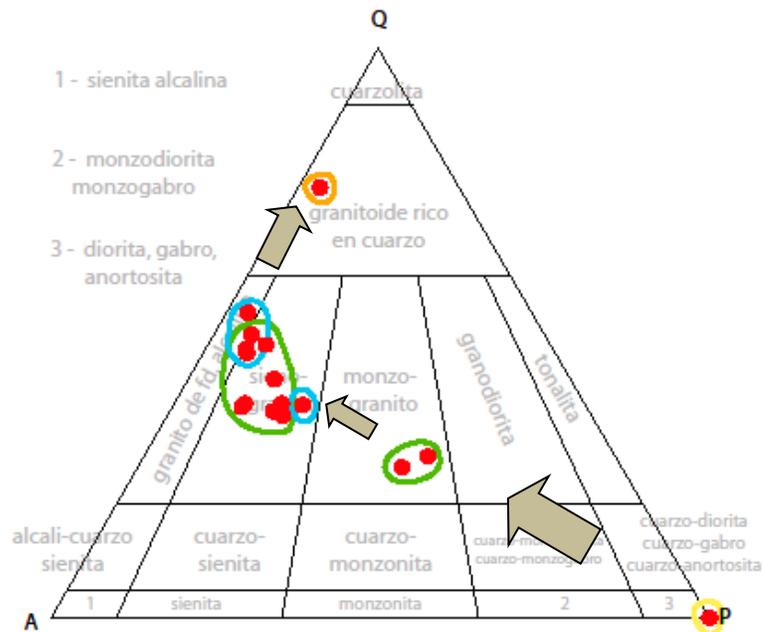


Figura 25: Diagrama QAP del total de las muestras analizadas. Encerradas en verde, se sitúan las muestras pertenecientes al Sienogranito de biotita, en celeste, los Microleucogranitos, en naranja la unidad de Diques félsicos y en Amarillo, se encuentran las rocas.

CAPÍTULO IV: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE PERFILES GEOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan 2 perfiles geológicos junto con un perfil estructural, con el fin de interpretar la anatomía del plutón en subsuperficie y de realizar un análisis del control estructural existente en el emplazamiento del intrusivo. Dichos intrusivos se realizaron mediante el estudio de datos tomados en terreno y otros facilitados del mapeo 1:100.000 de la hoja Yervas Buenas que se encuentra actualmente en proceso de publicación.

4.2 ANÁLISIS DE LA FORMA DEL INTRUSIVO EN PROFUNDIDAD

Estudios estructurales de granitos, han establecido que la forma y el emplazamiento de muchos plutones están controlados por la deformación regional (Hutton 1988). Un estudio gravimétrico de detalle del granito Ljugaren, en Dalarna Suecia, muestra que la mayor parte del plutón es tabular en profundidad (figura 26). A partir de la examinación de patrones estructurales, junto con datos gravimétricos, se sugiere que la roca de caja se debió haber desplazado vertical y lateralmente durante el emplazamiento de dicho intrusivo, el cual se habría emplazado en superficie a partir de una falla, tal como se observa en la figura 26 (Cruden et al 1998).

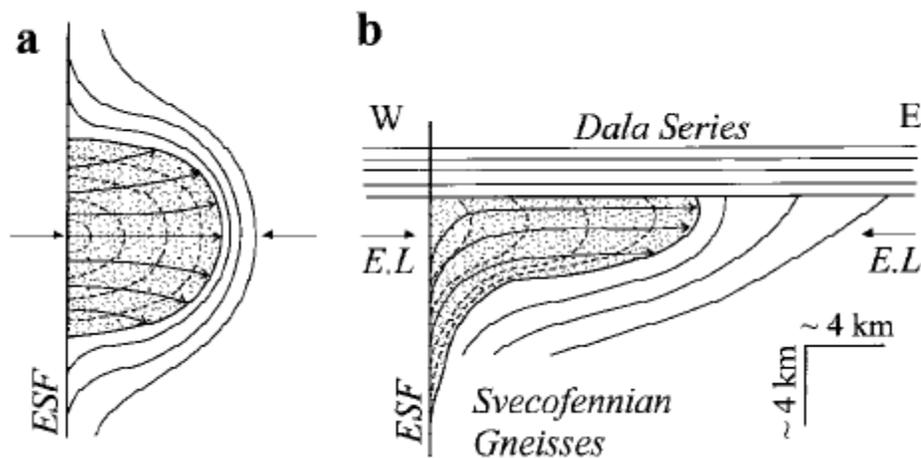


Figura 26: Modelo del emplazamiento del granito Ljugaren, Dalarna Suecia. El cuerpo se emplaza a partir de una zona alimentadora que corresponde a la falla East Siljan y se propaga en dirección E. Tomado de Cruden et al 1998.

En cuanto a la forma que presenta en profundidad, las estructuras de deformación dúctil observada en granitos epizonales, registran desplazamientos verticales durante el emplazamiento, mientras que en granitos mesozonales se registra además desplazamientos laterales. En cualquiera de los dos casos, el magma asciende por una vía que corresponde al alimentador y posteriormente fluye lateralmente. Sumado a lo anterior, estudios estructurales en la roca de caja del granito Ljugaren, sugieren que el espacio generado para intrusiones tabulares en planta, se debió haber formado principalmente por depresión del suelo (lapolito) en lugar de levantamiento del techo (Iacolito) (Cruden et al, 1998).

El alimentador es la zona más profunda del intrusivo a partir de la cual intruye y se propaga el cuerpo en superficie (Améglio y Vignerese, 1999; Taylor, 2007).

Por otro lado, para cuerpos intrusivos, McCaffrey y Petford a partir de estudios estadísticos en abundantes cuerpos intrusivos, llegaron a obtener la ley de potencia, la cual estima la profundidad que alcanza un intrusivo dado el largo del eje mayor en planta de éste. Según la ley de potencia, que se define como $T = 0.29L^{0.8}$ (McCaffrey y Petford, 1997), para cuerpos intrusivos, donde T es su espesor (o profundidad) y L es la longitud del eje mayor en planta. A partir de esta fórmula, donde para un largo L aproximado de 20 km del pluton en estudio, se obtiene una profundidad esperada de 3.18 km para el intrusivo El Carrizo.

Por otra parte, Vignerese *et al.* (1999), propone dos formas de plutones en profundidad: una en forma de “cuña” y otra de “piso horizontal”. Para determinar si el cuerpo intrusivo posee una u otra geometría en profundidad, el autor propone ocupar la razón L/T explicadas en el párrafo anterior. Para valores menores a 5, el cuerpo posee una geometría de “cuña” y para valores mayores a 5, posee una de “piso horizontal”. De acuerdo a los datos obtenidos, el intrusivo en estudio tendría una geometría en profundidad de piso plano.

4.3 PERFIL GEOLÓGICO AA'

Como se puede observar en la figura 27, el perfil AA' está orientado en dirección SW-NE, que es la misma orientación que muestra preferencialmente el intrusivo en planta. El perfil tiene 20 Km de longitud, que es la distancia lineal en planta de la elongación mayor que se observa aflorando en terreno. La altura mayor que alcanza el perfil, está ubicada hacia el NE, en el cerro Las Canchas a una altura cercana a los 2200 m.s.n.m. y su altura inferior corresponde a las quebradas principales a unos 1400 m.s.n.m.

Hacia el sector NE del perfil AA', es posible reconocer una litología distinta, gracias a la información otorgada por imágenes Landsat y Aster. En estas imágenes satelitales, es posible diferenciar un cambio de color asociado a un cambio de litología,

sin embargo, dada la lejanía y las difíciles condiciones del camino, se hizo imposible acceder a estos lugares, ésta observación queda pendiente para trabajos posteriores.

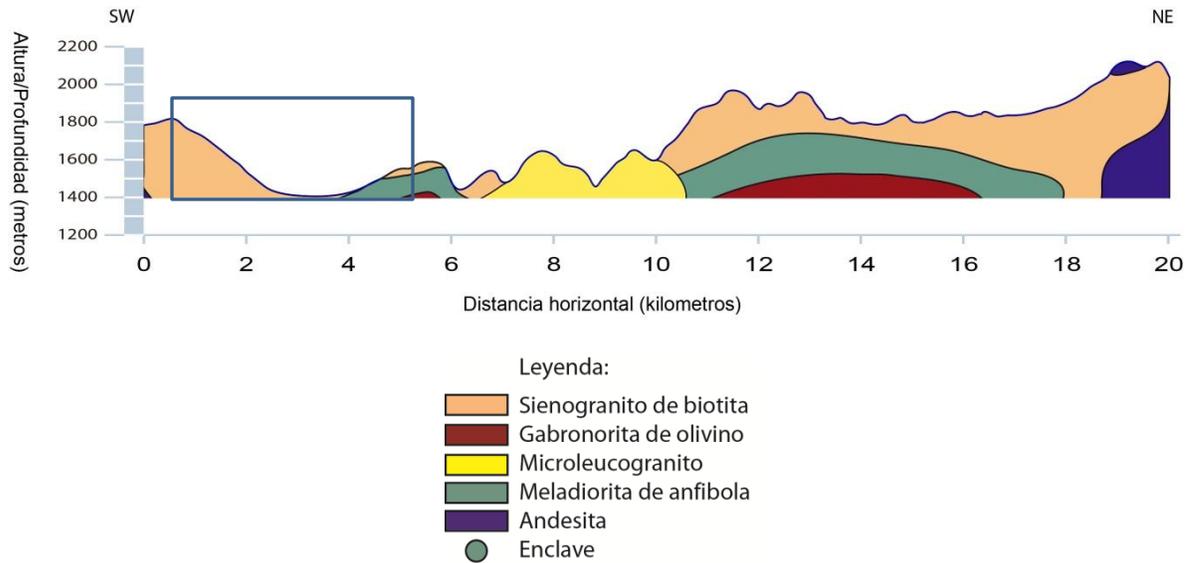


Figura 27: Perfil geológico AA' del Plutón El Carrizo. En el recuadro se muestra el sector fotografiado en la figura 28.

Cabe mencionar que en este perfil, se observa en planta la presencia de un lineamiento de orientación NW-SE (figura 28), que podría ser asociado a una falla del tipo normal. Esta posible falla no muestra extensión fuera de los límites del intrusivo, por lo que sería una falla local. Dado el régimen tectónico que domina en la zona de estudio, esta falla normal actuaría acomodando la deformación regional compresiva.



Figura 28: Imagen de un afloramiento de la unidad Meladorita de anfíbola en su contacto con el Sienogranito de biotita. La línea segmentada indica un lineamiento que podría representar una falla normal.

Para el perfil AA', obtenido a partir de datos superficiales y relaciones de contacto observadas en terreno, se sugieren dos hipótesis de formación, como se mencionó en el capítulo anterior (pag. 41). Por un lado, se plantea un modelo en que el Plutón El Carrizo sea una cámara magmática que sufrió diferenciación en sentido vertical producto de un proceso de cristalización fraccionada tal como se observa en la figura 29, donde las primeras fases minerales en cristalizar precipitan en el fondo de la cámara dando lugar a la Gabronorita de olivino y las últimas en hacerlo forman el Sienogranito de biotita hacia la parte superior de la cámara, para posteriormente intruir el Microleucogranito.

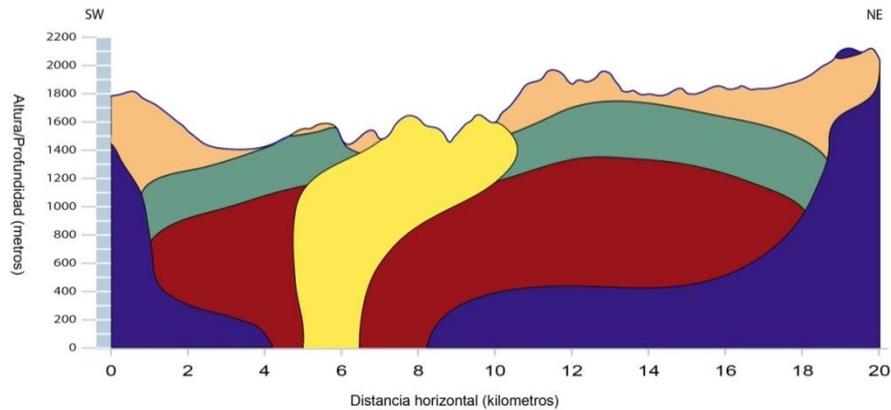


Figura 29: Modelo 1. Diferenciación en sentido vertical de una cámara magmática y una posterior intrusión de la unidad Microleucogranito.

Para el segundo modelo, se plantea que el Plutón El Carrizo sea el producto de un emplazamiento en superficie de los líquidos residuales generados por la diferenciación magmática de una cámara magmática ubicada a una mayor profundidad en la corteza (figura 30). El emplazamiento del plutón se habría dado a través de una zona alimentadora, a partir de la cual se habría propagado en una dirección preferencial NE-SW, similar a lo ocurrido en el granito Ljugaren.

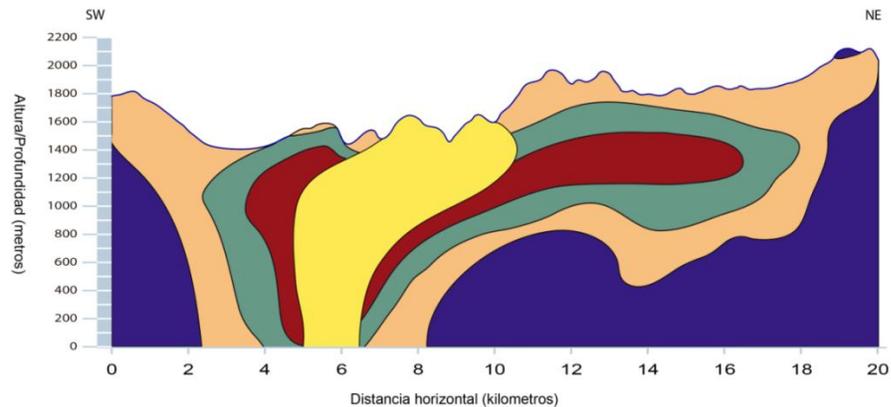


Figura 30: Modelo 2. Emplazamiento a partir de diversos pulsos desde unos más básicos en etapas iniciales a otros félsicos en etapas finales del emplazamiento.

En una etapa inicial de su emplazamiento, habría intruido la Gabronorita de olivino y la Meladorita de anfíbola asociadas a un mismo pulso que habría sufrido diferenciación generando las dos litologías. Posteriormente el Sienogranito de biotita, habría intruido rodeando las dos anteriores y finalmente, intruyendo a las anteriores, la unidad de Microleucogranitos.

4.4 PERFIL GEOLÓGICO BB'

En la segunda sección, al igual que en la primera, se observan las relaciones de contacto registradas en terreno. El perfil BB' está ubicado perpendicular al perfil AA', en dirección NW-SE. Hacia el centro del perfil, en la parte superficial, se encuentra la Quebrada Las Cuñas, que atraviesa al intrusivo en su totalidad.

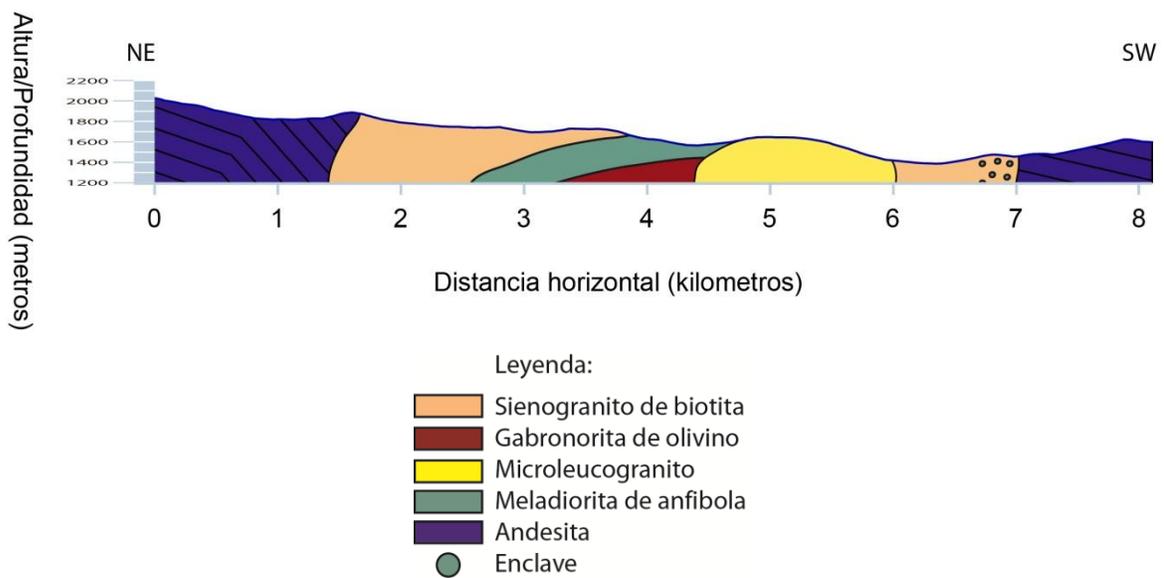


Figura 31: Perfil geológico BB' del Plutón El Carrizo. El perfil se ubica perpendicular a la traza del perfil AA'

Asociado a este perfil se muestran los dos modelos explicados en el perfil anterior.

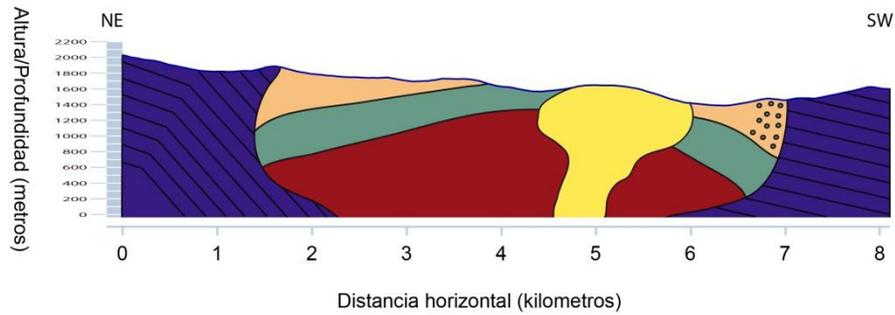


Figura 32: Modelo 1

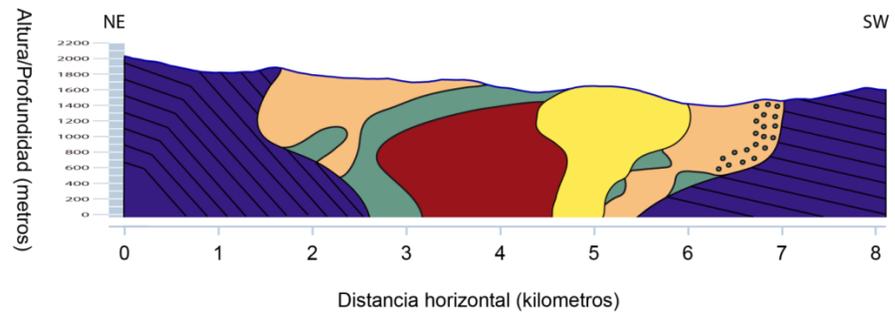


Figura 33: Modelo 2.

En el segundo perfil, es posible reconocer dentro de la unidad Sienogranito de biotita, un sector aledaño a la roca caja hacia el E que presenta una alta densidad de enclaves (capítulo 3); mientras que la unidad de Meladorita de anfíbola, varía hacia el centro ocupado por la unidad de Gabronorita de olivino. Ambas unidades, para el modelo 2 (figura 33), se asocian a una misma génesis, es decir, se infiere que forman parte de un mismo pulso intrusivo donde en los bordes hubo un reemplazo por minerales hidratados formando las 2 unidades mencionadas.

4.5 PERFIL ESTRUCTURAL CC'

Para el perfil CC' (figura 34), se ocuparon datos obtenidos en terreno, y otros sacados del mapeo 1:100.000 correspondiente a la carta Yervas Buenas (Peña et al, 2012, en preparación).

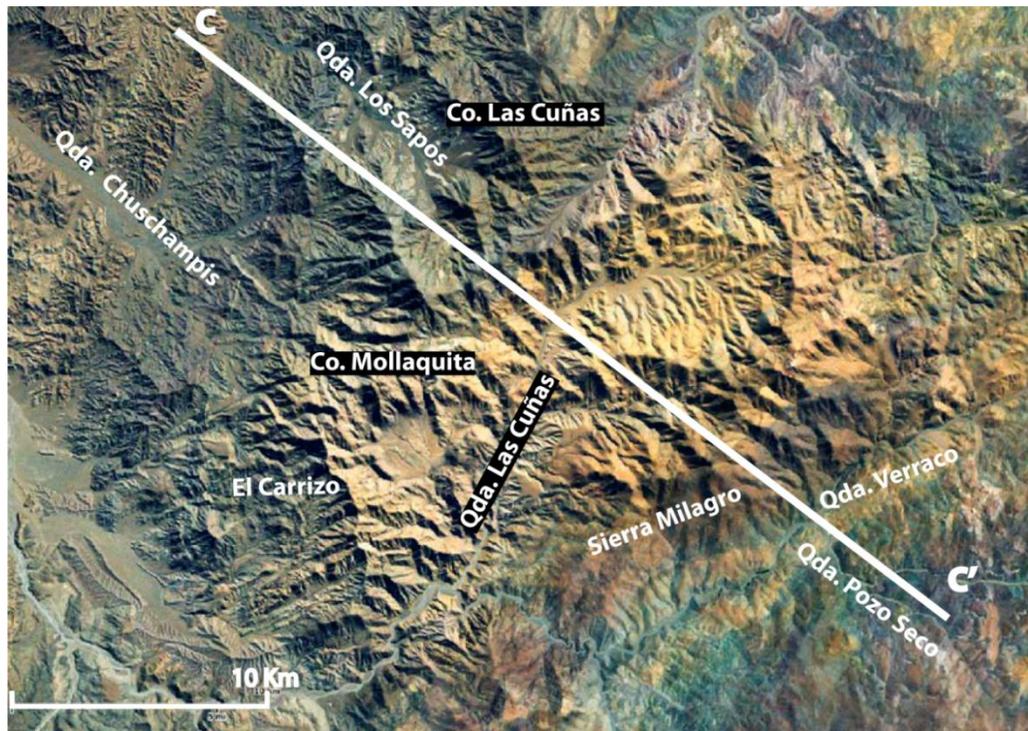


Figura 34: Traza del perfil CC', que cruza al intrusivo. Se pueden observar las quebradas y los sectores que serán utilizados para describir el perfil CC'.

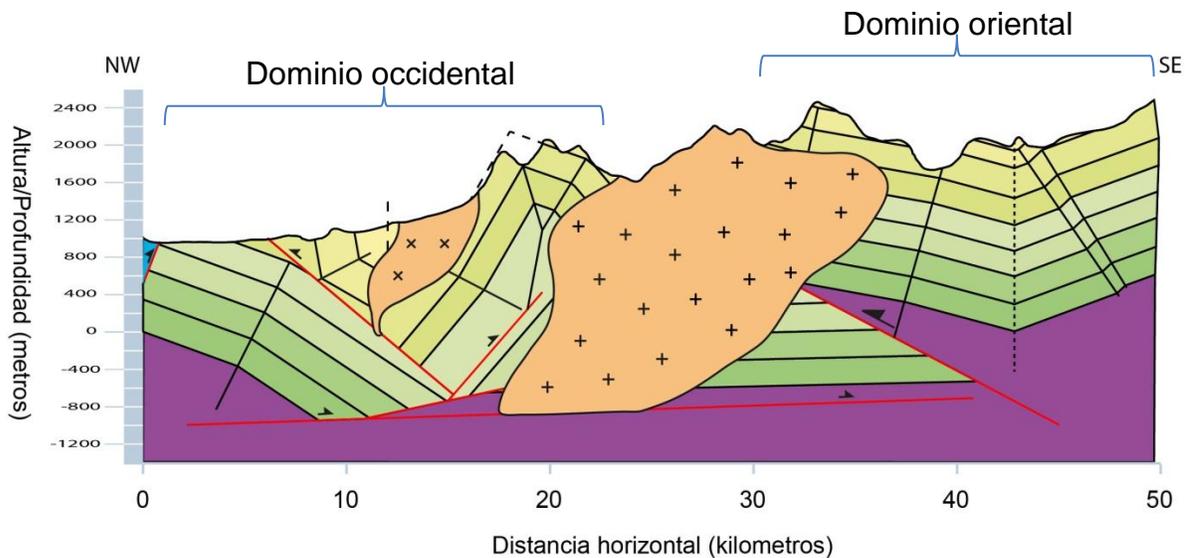


Figura 35: Perfil CC', En el centro se ubica el Plutón El Carrizo. Las unidades estratificadas corresponden a las formaciones Cerrillos (en tonalidades verdes) y Hornitos (en tonalidades amarillas) de base a techo. En la base se encuentra el basamento. Se observa un dominio oriental y otro occidental.

En el perfil se muestra una sección de aproximadamente 50 Km de largo, con una orientación NW-SE, donde en su centro se puede apreciar el Plutón El Carrizo (figura 35). Dada la marcada disparidad de datos obtenidos a uno u otro lado del intrusivo, el perfil puede ser sub-dividido en dos dominios principales de deformación, uno oriental y otro occidental, y el centro que los limita es el Plutón El Carrizo. Por un lado, se tiene un dominio oriental, el cual se caracteriza por manteos de bajo ángulo, donde hacia su extremo W por la quebrada Pozo Seco se encuentran manteos de entre 20 y 30°W. Al llegar a la quebrada Verraco, los manteos cambian su dirección de caída a unos 10°E llegando a los 20°E. Los datos obtenidos permiten inferir la existencia de un pliegue sinclinal de gran longitud de onda que afecta a la Formación Hornitos. En la figura 36, obtenida en la Sierra Milagro, se observa un manteo de 15°E, el cual correspondería al limbo occidental del pliegue sinclinal.



Figura 36: Vista hacia NE en la Sierra Milagro (perpendicular al trazo del perfil), donde se observan los estratos con un manteo de 15°E.

Un segundo dominio occidental se evidencia por presentar ángulos de manteo de mayor grado y una mayor cantidad de estructuras presentes, donde hacia el sector E se observa un pliegue anticlinal que limita con el Plutón El Carrizo. Dicho pliegue posee una baja longitud de onda y limbos apretados. El rumbo de su plano axial, al igual que la disposición general de las estructuras en la zona, es de N60E. Más hacia el W se encuentra un pliegue adyacente y asociado al anterior del tipo sinclinal. Su limbo este, presenta manteos de 70°W, mientras que su limbo occidental exhibe manteos de menor ángulo, llegando solo a los 20°E, exhibiendo así una notable asimetría, con un plano axial de manteo 75°E aproximadamente (figura 37). En el núcleo del pliegue sinclinal aflora un intrusivo, cuya morfología en planta es circular.



Figura 37: Vista hacia el NE (perpendicular al trazo del perfil) donde se observa un pliegue sinclinal en cuyo núcleo se emplaza un cuerpo intrusivo. Hacia el fondo, se observa el cerro Las Cuñas.

En el sector oriental, aladaño a las estructuras mencionadas en el párrafo anterior, se observa una falla inversa cuya continuidad escapa a los límites de la zona de estudio. Su rumbo es N60E, y es responsable de una repetición de secuencia de la Formación Cerrillos (Abad, 1980). Tal como se observa en la figura 38, hacia el E se observan los manteos de 40° que caen en dirección SE, asociados al limbo W del pliegue sinclinal anteriormente mencionado.

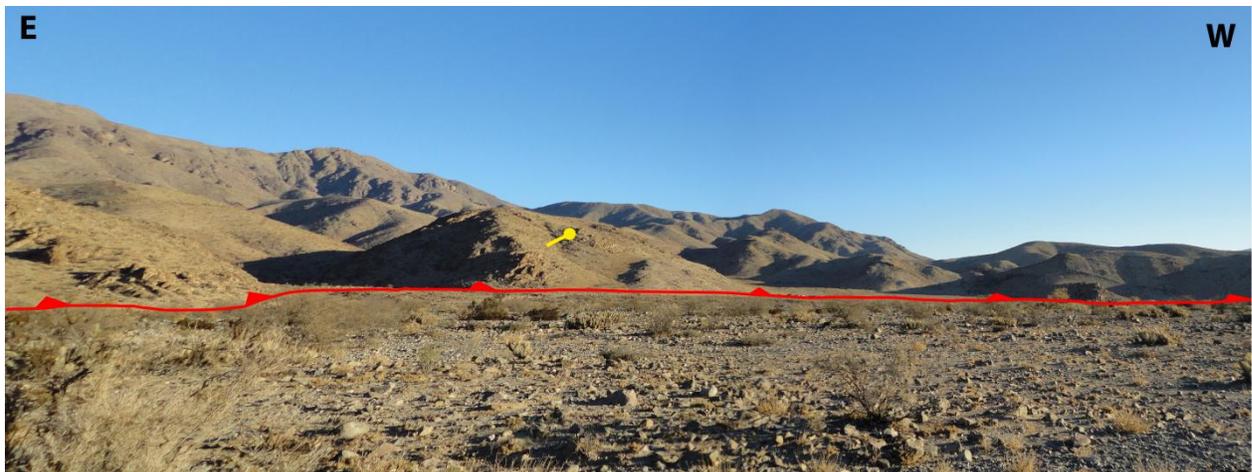


Figura 38: Vista hacia el S en la Quebrada Los Sapos. Se observa una falla inversa asociada a un retrocorrimiento. En la imagen, un manteo aparente de 40°E.

Más hacia el W, en los límites de la zona de estudio, se observa una falla inversa, documentada por Martínez et al (2012), la cual correspondería a una falla de inversión de una estructura normal, que produjo el depósito de la secuencia marina del grupo Chañarcillo.

Los datos anteriormente recopilados permiten la confección de una sección estructural que abarca una vasta zona, como se observa en la figura 35. Esta sección toma como base de su análisis, los trabajos realizados por Martínez et al (2012), donde como se mencionó anteriormente, los depósitos de la cuenca de Chañarcillo fueron invertidos generando estructuras de tipo arpón documentados fuera de los límites de la zona de estudio.

El perfil muestra los dos dominios definidos, el oriental y el occidental. Tal como se observa en el perfil, a una profundidad aproximada de 2 Km, se encontraría el nivel de despegue, el cual fue estimado a partir de los espesores de las unidades que afloran en la zona, es decir, de las formaciones Cerrillos y Hornitos. Este nivel de despegue, sería el responsable de transmitir el esfuerzo compresivo que se prepa hacia el E, generado por la inversión de la cuenca de Chañarcillo, esfuerzo que sería la causa de la generación del plegamiento observado en la zona.

Como observación de primer orden, en el perfil se muestran diferencias entre los dos dominios. Por un lado, el dominio oriental muestra manteos bajos, en contraste con los observados en el dominio occidental, donde además de presentar manteos mayores, se observa una mayor densidad de estructuras (pliegues y fallas), en un área de dimensiones similares a las del dominio oriental.

El sinclinal observado en el dominio oriental, sería explicado por una falla inversa de bajo ángulo, de unos 30° , cuya vergencia sería en dirección W. Esta falla sería del tipo propagación de falla, sin embargo su charnela y su limbo frontal habrían sido erosionados, pudiéndose observar únicamente su limbo trasero. El Plutón El Carrizo se habría hecho paso en la corteza superior, intruyendo a la Formación Hornitos y aprovechando una falla inversa de vergencia E, generada por el régimen compresivo dominante en la zona. Cabe destacar que el cuerpo intrusivo se habría hecho paso en la corteza superior, aprovechando la debilidad generada por esta falla inversa.

La interpretación que surge a partir de las diferencias evidenciadas en los dos dominios, es que posterior a la intrusión del Plutón El Carrizo habría continuado actuando el régimen compresivo, el cual sería la causa de un plegamiento en mayor proporción del dominio occidental, donde el Plutón El Carrizo habría actuado como barrera que habría impedido que la deformación se siguiera propagando hacia el E. Como consecuencia de la existencia de esta barrera natural, se habría generado una falla inversa de vergencia E que sería la responsable de generar el pliegue anticlinal del dominio occidental y correspondería a un pliegue del tipo propagación de falla, cuyos limbos frontal y dorsal estarían bien expuestos en la zona. Adicionalmente, y posterior al evento mencionado anteriormente, esta barrera sería el motivo por el cual se daría lugar a un retrocorrimiento de la deformación que se propaga hacia el E, que correspondería a la falla inversa de vergencia W que aflora en superficie, la cual fue explicada anteriormente (figura 38). Esta falla generaría en la zona, una repetición de secuencia asociada a la Formación Hornitos.

CAPÍTULO V: DISCUSIONES SOBRE LA GEOMETRÍA DEL PLUTÓN EL CARRIZO

Mucho se ha escrito sobre como es el mecanismo de emplazamiento de grandes cuerpos intrusivos, tanto es así, que modelos clásicos de emplazamiento y transferencia de masa hacia niveles corticales superiores, como lo es el Stopping y el Balloning, actualmente se encuentran fuertemente cuestionados por la comunidad científica (Glazner y Bartley (2006), Petford et al (2000), Glazner (2004), entre otros). Estos cuestionamientos surgen a partir de poder explicar e interpretar de mejor manera los datos obtenidos en terreno. Es por esto, que dado el régimen tectónico de la zona de estudio y de Chile en general, es evidente que las estructuras presentes, como fallas y pliegues, juegan un rol importante en el emplazamiento de cuerpos intrusivos, ya sea tanto de primer orden, como de segundo o tercero, por lo que no se los puede dejar de lado a la hora de discutir este tipo de cuestionamientos.

Tanto la forma de intrusiones graníticas, como la profundidad de ellas, se pueden obtener a través de 2 formas: vía observaciones directas o indirectas. Las vías directas, incluyen mapeo del intrusivo, su morfología, medidas de fábrica y geoquímica, mientras que las observaciones indirectas abarcan principalmente sets de datos de modelamiento numérico, experimentos de modelos análogos y estudios geofísicos. Para las vías directas, el presente estudio se enfocó solo en el mapeo y morfología del intrusivo, por otro lado, en esta investigación no se llevó a cabo ninguna de las observaciones indirectas, sin embargo, se procederá a analizar modelos análogos y estudios geofísicos de trabajos previos que se ajustan en gran medida a los datos observados del intrusivo.

5.1 ANÁLISIS DE ESTUDIOS DE MODELOS ANÁLOGOS

Recientemente, se han estado desarrollando modelos análogos que muestran la intrusión de cuerpos plutónicos bajo distintos regímenes tectónicos (Montanari, 2010; Mazzarini, 2010; Corti, 2005). Particularmente Montanari et al (2010) estudió, a partir de modelos análogos, el emplazamiento de intrusivos durante un régimen tectónico compresivo mediante el uso de una mezcla de cuarzo y arena para simular la corteza frágil y una mezcla de silicona de baja viscosidad con ácido oleico para simular el magma granítico. Al aplicar al sistema un estrés determinado y una tasa de inyección de la silicona en la arena con el cuarzo, los resultados obtenidos llegaron a la conclusión que la forma que muestran los cuerpos intrusivos en superficie dependían fuertemente de la interacción e intensidad de dos parámetros importantes, como lo es la tasa de inyección del intrusivo, y la tasa de acortamiento tectónico como lo muestra la figura 39. La interacción de esos dos parámetros, determinaran la forma que presente el cuerpo intrusivo en superficie.

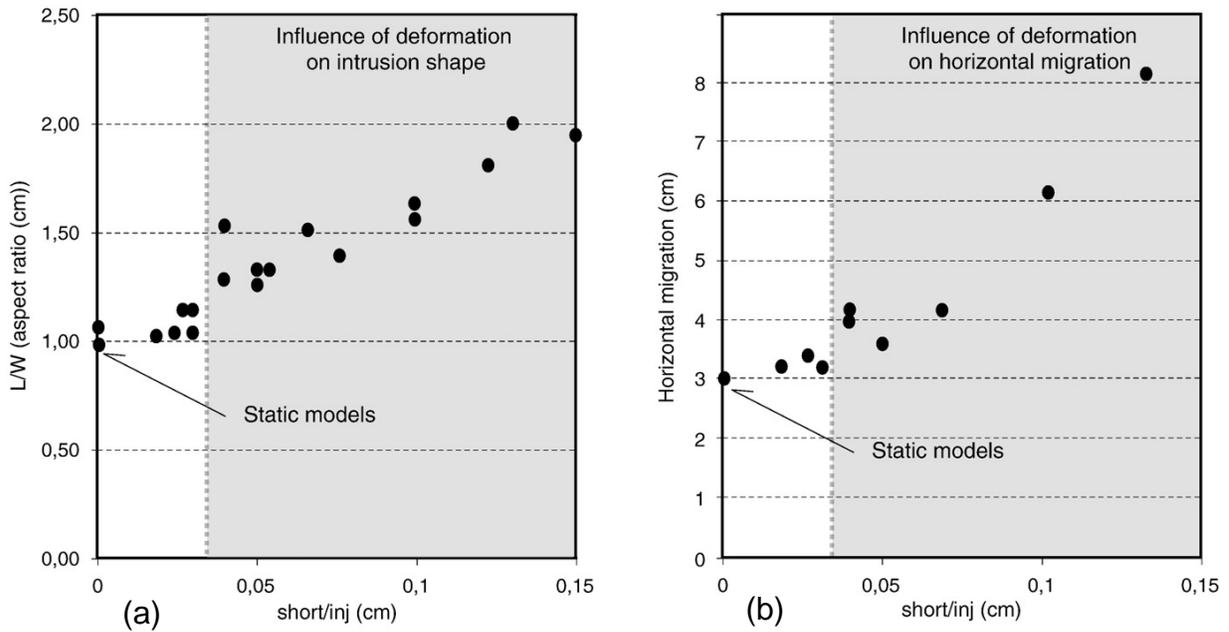


Figura 39: Influencia de la relación entre el acortamiento partido por la velocidad de inyección en el plutón versus la relación largo/ancho (en planta) para el gráfico (a) y versus la migración horizontal del magma para el gráfico (b). Observar que conforme aumenta la relación largo partido por ancho y también aumenta la migración del magma. Tomado de Montanari et al (2010).

Es decir, de lo que se desprende de la figura 39, es que la forma alargada que muestra en planta el intrusivo, guarda directa relación con una alta tasa de acortamiento sumado a una baja tasa de inyección (alta relación short/inj), ya que de lo contrario, el cuerpo intrusivo, mostraría en planta una geometría similar a un círculo ($L/W = 1$), como se muestra en la figura 40(c).

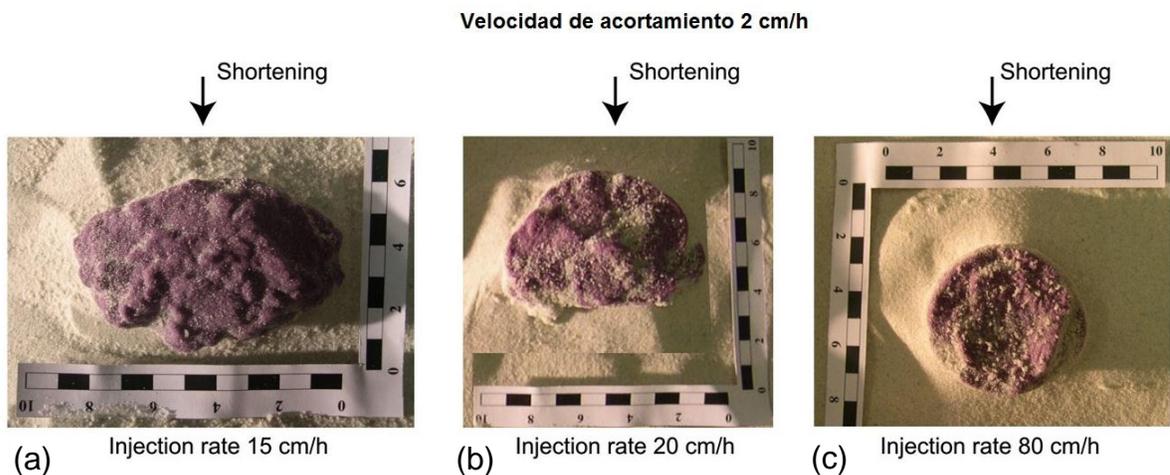


Figura 40: Vista en planta de intrusiones en modelos análogos. Las diferentes tasas de inyección y acortamiento determinarán una geometría u otra. La primera imagen exhibe una morfología alargada, dada por una baja tasa de inyección dada una velocidad de acortamiento dada. Tomado de Mazzarini et al (2010).

Se desprende de trabajos anteriores, que el magma se propaga por superficies de debilidad, que en este caso correspondería a zonas plegadas o falladas, acumulándose en áreas de baja presión, como lo puede ser, por ejemplo, el núcleo de un anticlinal, es decir, contemporáneo a una cinemática compresiva, el cuerpo es capaz de ascender, al contrario de lo que se puede pensar en primera instancia. En este sentido, la propagación y crecimiento de la intrusión se podría decir que se prolonga en una dirección que es relativamente perpendicular a la de acortamiento imperante. El juego entre la tasa de acortamiento y la tasa de inyección será trascendental a la hora de determinar la forma del intrusivo en planta y su relación largo/ancho. A partir de este análisis, es bastante probable que el Plutón El Carrizo se haya emplazado dentro de un régimen tectónico compresivo, dada la geometría que este presenta en planta.

Cabe señalar, que la zona de estudio, como se mencionó en el marco tectónico, ha sufrido diversos pulsos de acortamiento desde el KT hasta el presente. Sumado a esto último, resultados de paleomagnetismo en la zona muestran una predominancia de rotaciones en sentido horario hacia el norte del valle del río Huasco, mientras que hacia el sur de éste, la declinación observada es casi nula con respecto al norte, en lo que se denomina el oroclino del Vallenar (Arriagada et al, 2009). Estos datos apoyan la teoría de que la zona no solamente estaría afectada por un sistema compresivo, sino que también existirían importantes rotaciones, junto con movimientos de rumbo.

Si realizamos un análisis de esfuerzos para el Plutón El Carrizo, se tiene que el sigma 1 viene dado por la dirección de acortamiento (NW-SE), mientras que el sigma 3 sería en una dirección perpendicular a ésta (NE-SW). Si se toma como dato que existen abundantes diques en una dirección NW-SE hacia la zona norte del intrusivo, es posible inferir que los diques aprovecharon las debilidades mecánicas para intruir en esa dirección preferencial. Si tenemos que el alimentador del intrusivo se ubica en la zona SW del mapa, se tendría que la dirección de propagación del intrusivo sería en dirección NE, hecho que sería una posible explicación a la abundancia de diques en la zona norte, pues al propagarse el intrusivo en dicha dirección, genera debilidades perpendiculares a esta, las cuales serían aprovechadas por los diques para intruir.

El hecho de que se tenga una baja tasa de inyección para el emplazamiento del cuerpo intrusivo genera el tiempo suficiente como para que el plutón cristalice en un porcentaje importante. Este hecho, caso de que el modelo 2 planteado anteriormente (pag. 46) sea corroborado, concuerda con que los sucesivos pulsos que conforman el Plutón El Carrizo se hayan dado rodeando a los pulsos previos y no intruyéndolos por el centro de éste, pues al haber un alto grado de cristalinidad en el plutón, sería más difícil que las intrusiones posteriores sean por el centro.

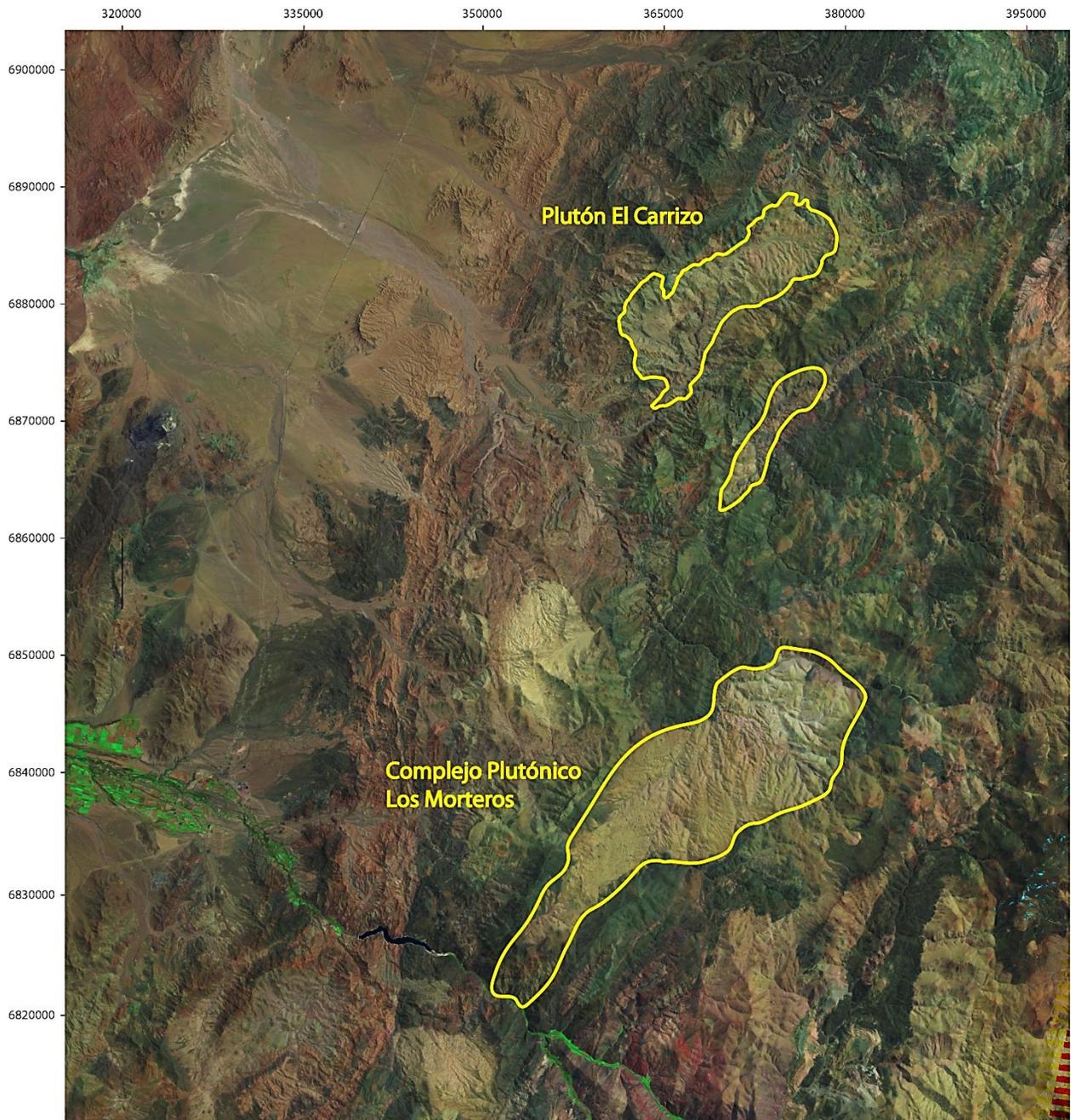


Figura 41: Imagen Landsat que muestra la disposición regional *en echelon* de 3 cuerpos intrusivos ubicados en la zona. Al sur en verde claro se ubica el valle del río Huasco.

Por otro lado, la particular morfología del Plutón El Carrizo en planta, no es característica única del mismo, ya que aproximadamente a 25 Km al sur, se encuentra otro cuerpo intrusivo denominado Complejo Plutónico Los Morteros de similares características, mostrando una orientación preferencial en planta en una dirección NE-SW, donde junto a otro intrusivo de menores dimensiones forman una disposición *en echelon* (figura 41) Sumado a esto, en la zona se registran rotaciones paleomagnéticas registradas por trabajos anteriores en la zona (Arriagada et al, 2009), observándose que

éstas muestran un patrón que concuerda con la orientación que muestran los cuerpos intrusivos en planta, es decir, la declinación magnética del área donde se emplazan los intrusivos es de alrededor de 29° en sentido horario.

5.2 ANÁLISIS DE MODELO GRAVIMÉTRICO DEL COMPLEJO PLUTÓNICO LOS MORTEROS

El Complejo plutónico Los Morteros está formado por un apilamiento de subunidades plutónicas tabulares que, de base a techo, corresponden a monzodioritas, granodioritas, dioritas y gabros bandeados y aplitas de una edad de 68 Ma en promedio (Arévalo, 2009). Al igual que el Plutón El Carrizo, este intrusivo se encuentra alineado en dirección NE-SW (figura 42). Estudios recientes de gravimetría en el mencionado cuerpo (Donoso et al, 2012, en preparación), exhiben zonas con altos valores de anomalías gravimétricas, las cuales indican sectores de mayor profundidad del plutón, asociadas a zonas de alimentadores a partir de donde el cuerpo se emplazó en superficie.

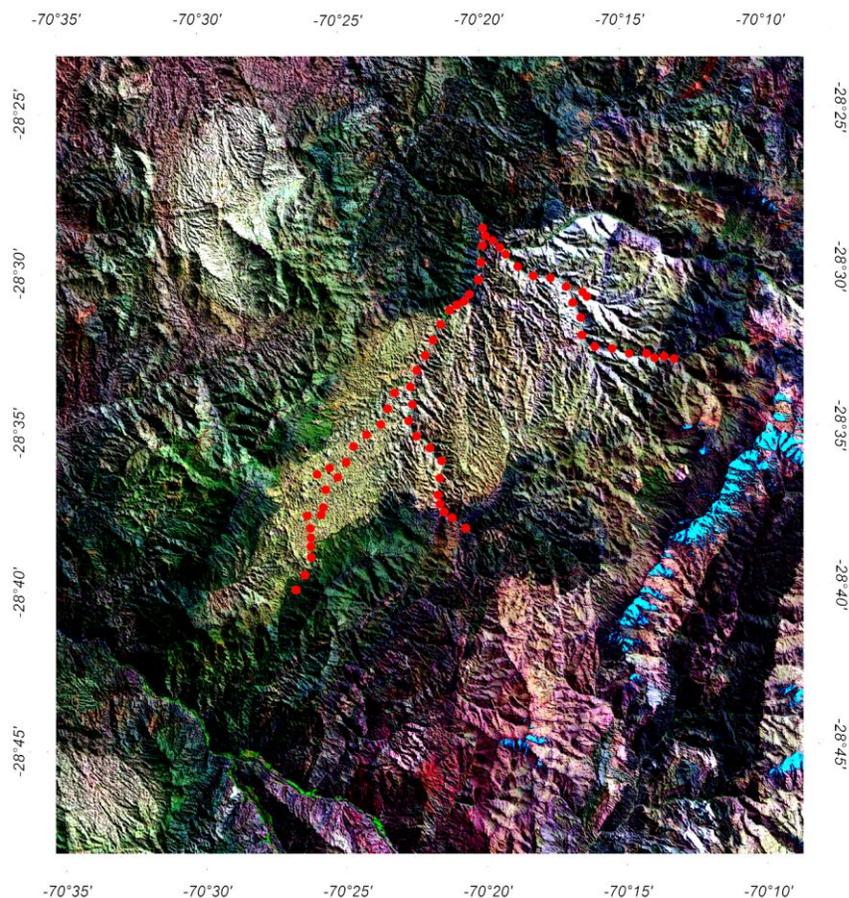


Figura 42: Ubicación del Plutón Los Morteros, en rojo estaciones de los perfiles gravimétricos realizados. Obtenido de Donoso et al, 2012 (en preparación).

El estudio de este cuerpo intrusivo nos da luces de cómo podría ser la configuración en profundidad del Plutón El Carrizo, dada la similitud entre los dos cuerpos. La confección de estos estudios se hizo mediante la ubicación de una serie de estaciones gravimétricas (figura 42). A partir de ellas, se confeccionó un perfil de orientación NE-SW de densidades de roca en subsuperficie, como lo muestra la figura 43. En ella se pueden observar distintos valores de densidad (ρ) de roca, donde se ven caracterizados con un color distintivo. Las distintas densidades que muestra el perfil obtenido, se pueden asociar a distintas litologías ígneas, donde las de mayor densidad pueden representar rocas como gabros o dioritas, mientras que rocas de menor densidad pueden representar granitos. También es posible observar zonas donde el intrusivo alcanza una mayor profundidad, las cuales el autor asocia a sistemas de alimentadores principales (Améglio y Vignerese, 1999; Taylor, 2007), y que en el perfil es posible observar dos de éstas.



Figura 43: Modelo 2.75D preliminar Plutón Los Morteros. Obtenido de Donoso et al, 2012 (en preparación).

Los datos de modelos gravimétricos muestran zonas alimentadoras (figura 43) dentro del intrusivo, las cuales también estarían presentes en el Plutón El Carrizo. La observación en terreno de un lineamiento mayor en superficie en la zona de estudio, que fue asociada a una falla normal, correspondería muy probablemente al alimentador del Plutón El Carrizo. Al igual que el Plutón Los Morteros, cercano a la zona del alimentador se encuentra una litología de roca de mayor densidad, correspondiente en el caso del Plutón el Carrizo, a la Gabronorita de olivino y la Meladorita de anfíbola.

Por otro lado, si bien el intrusivo no cuenta con dataciones, edades recientes de Makshev et al (2009) de la roca donde intruye el Plutón, es decir, la correspondiente Formación Hornitos, arrojan una edad de $65,2 \pm 1,0$ Ma en las cercanías del sector. Este

hecho acota superiormente la edad del intrusivo, ya que de ser de una edad superior a la antes mencionada, tendría que existir una falla que este alzando ese cuerpo intrusivo, la cual no fue observada. Sumado a lo anterior, los estudios realizados por Martínez et al (2012) ubican a la Fm. Hornitos en un ambiente tectónico compresivo, generado a partir de la inversión tectónica de la cuenca de Chañarcillo. Del mencionado artículo, junto con los nuevos datos obtenidos del mapa 1:100.000 de la hoja Yervas Buenas en proceso de publicación (Peña et al, 2012), se desprende que la edad de la deformación correspondería a la fase KT de compresión andina.

Lo anterior se ve reforzado con estudios realizados en los cuerpos intrusivos localizados al sur del área de estudio, correspondientes al Complejo Plutónico Los Morteros, que arrojan edades de entre 65 y 61 Ma, por lo que dada la similitud tanto morfológica, como petrológica que presenta con el Plutón el Carrizo, es posible estimar una edad para el mencionado intrusivo de entre los 60 y los 65 Ma. Esta estimación será chequeada próximamente mediante la obtención de dataciones que se encuentran actualmente en proceso. Este hecho avala los trabajos realizados de modelos análogos analizados anteriormente, es decir, efectivamente el cuerpo estaría intruyendo en un ambiente compresivo, mientras que de ser efectiva la observación de constreñir la edad de intrusión, la forma que presenta el intrusivo en planta, respondería a dos hechos particulares: por un lado, al resultado de la interacción entre la velocidad de intrusión, y a la tasa de acortamiento cortical, mientras que por otro lado, y dado el análisis petrográfico, se evidenciaría una zonación composicional dadas las relaciones de contacto observadas entre cada una de las litologías.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES

La región comprende una vasta área correspondiente al Plutón El Carrizo, a partir del cual se definieron 5 unidades: Gabronorita de olivino, Meladorita de anfíbola, Sienogranito de biotita, Microleucogranitos y Diques félsicos. Se plantean dos modelos para la formación del plutón. Por un lado que éste es un cuerpo que sufrió una diferenciación vertical producto de cristalización fraccionada, donde las primeras unidades en cristalizar serían las máficas y finalmente las félsicas. Por otro lado, se plantea un segundo modelo que sitúa una cámara magmática a una mayor profundidad en la corteza, y el Plutón El Carrizo sería el producto de los líquidos residuales generados por la diferenciación de ésta cámara. Dadas las relaciones de contacto observadas en terreno, los pulsos que forman el intrusivo estarían dados por las unidades máficas en una etapa inicial y las más félsicas en una etapa final.

A partir del perfil estructural obtenido para la zona, se pudo diferenciar 2 dominios de deformación, uno oriental, que se caracteriza por presentar poca deformación y otro occidental, donde la deformación es mayor. El plegamiento generado en la zona occidental, se interpreta como el producto de que el Plutón El Carrizo habría actuado como barrera que impide que la deformación se propague hacia el E, generando un pliegue anticlinal, otro sinclinal y un retrocorrimiento, todos asociados al esfuerzo que se generó producto de la inversión de la cuenca de Chañarcillo.

La propagación del intrusivo en una dirección NE-SW genera debilidades contrarias e ésta (NW-SE), favoreciendo las condiciones para la intrusión de diques orientados en dicha dirección. Estudios gravimétricos del Complejo Plutónico Los Morteros, avalarían la existencia de estas zonas alimentadoras asociadas a una mayor densidad de la roca en las zonas más profundas de los alimentadores.

El Plutón Carrizo se habría emplazado en un ambiente compresivo. Su forma alargada sería el resultado de una baja tasa de inyección y una alta tasa de acortamiento, condiciones generadas por la inversión de la cuenca del Chañarcillo. Ese esfuerzo compresivo se habría transmitido por un nivel de despegue ubicado a aproximadamente 2 Km de profundidad, estimado a partir de espesores de las unidades a las que habría intruido el Plutón El Carrizo.

REFERENCIAS

- Abad, E. 1976. Geología de la precordillera al noreste de Vallenar, entre latitudes 28° y 28°30'S, Provincia de Atacama. Memoria de Título, Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 213 p.
- Abad, E. 1980. Geología de los cuadrángulos Estación Algarrobal, Yervas Buenas, Cerro Blanco, Merceditas y Tres Morros: Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 38: 38 p., escala 1:100.000.
- Améglio, L., Vigneresse, J.L., 1999. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review. In Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L., Understanding Granites: integrating new and classical techniques. Geological Society of London, Special Publication, v. 168, 39-54.
- Amilibia, A.; Skarmeta, J. 2003. La inversión tectónica en la Cordillera de Domeyko en el norte de Chile y su relación con la intrusión de sistemas porfíricos de Cu-Mo. In Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas, Sesión Temática 2: 1-7. Concepción.
- Amilibia, A.; Sàbat, F.; McClay, K.R.; Muñoz, J.A.; Roca, E.; Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30 (12): 1520-1539.
- Arévalo, C., 2005b. Carta Los Loros, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000, N° 92, 49 p.
- Arévalo, Carlos; Welkner, Daniela, 2008. Geología del Área Carrizal Bajo-Chacritas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile
- Arévalo, C.; Mourgues, F.A.; Chávez, R. (2009). Geología del Área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile.*
- Arriagada, César; Mpodozis, C ; Yañez, G ; Charrier, R ; Farías, M. 2009. Rotaciones tectónicas en Chile central: el oroclino de Vallenar y el "megakink" del Maipo. En Congreso Geológico Chileno, 12., Santiago, Chile, 22-26 noviembre, 2009: pp.S9-009. Solicite Por: Bsgnm: 12993-a.
- Best, M. G. Chapter 2, Composition and Classification of Magmatic Rocks, Igneous and Metamorphic Petrology, Second Edition.

- Brown, M., Solar, G.S., 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.* 20, 1365– 1393.
- Brown, M., Solar, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite. *Tectonophysics* 312, 1 –33.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 26: 1-37.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P, 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile*, Chapter 3 (GIBBONS, W. and Moreno, T., editors). The Geological Society, London, Special Publication, p: 21-116.
- Corti, G., Moratti, G., Sani, F., 2005. Relations between surface faulting and granite intrusions in analogue models of strike–slip deformation. *Journal of Structural Geology* 27, 1547–1562.
- Cruden, A., 1998. On the emplacement of tabular granites. *Journal of the Geological Society*, 155, 853-862.
- Donoso, C., Delgado, F., Creixell, C., 2012. Estudio geofísico de intrusivos del límite Cretácico - Paleoceno, Regiones de Atacama y Coquimbo. Informe inédito, Servicio Nacional de Geología y Minería (en preparación).
- Farrar, E., Clark, A., Haynes, S.J., Quirt, S.G., Conn, H. & Zentilli, M. (1970): K-Ar evidence for the post Paleozoic migrations of granitic intrusion foci in the Andes of Northern Chile. -*Earth and Planet. Sci. Letters*, Vol. 9: p. 17-28; Amsterdam.
- Ferre E.C., Galland O., Montanari D., Kalakay T.J. - 2012 - Granite magma migration and emplacement along thrusts - *International Journal of Earth Sciences*.
- Glazner A.F., Bartley J.M., Coleman D.S., Gray W., Taylor R.Z., 2004, Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?: *GSA Today*, 14, p. 4– 11,
- Glazner A.F., Bartley J.M., 2006, Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process?: *Geological Society of America Bulletin*, 118, p. 1185–1195, doi: 10.1130/B25738.1

- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 245–255.
- Maksaev, Víctor; Munizaga, Francisco; Valencia, Víctor and Barra, Fernando. LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region , northern Chile: tectonic and metallogenic implications. *AndGeo* [online]. 2009, vol.36, n.2, pp. 264-287.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M., 2012 (a). The Lautaro Basin: a record of 690 inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, 39, 2, 258-278.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., Deckart, K., 2012 (b). The structure of the Chañarcillo Basin: an example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. In press.
- Mazzarini F., G. Musumeci, D. Montanari, G. Corti (19 march 2010). Relations between deformation and upper crustal magma emplacement in laboratory physical models, *Tectonophysics* (Elsevier), 484, 1/4, 139-146, doi:10.1016/j.tecto.2009.09.013.
- McCaffrey K.J.W & Petford, N 1997. Are granitic intrusions scale invariant? *Journal of the Geological Society of London* 154 1-4 154: 1-4.
- McClay, K. R., 2004, Structural models in the oil industry: The future for mineral exploration? [ext. abst.]: Centre for Global Metallogeny, University of Western Australia Publication 33, p. 35-40.
- Menand, T.: Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: a review, *Tectonophysics*, 500, 11–19, 2011.
- Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del Ventisette, C., Bonini, M., Moratti, G., 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics* 484, 147–155.
- Moscoso, R.; Nasi, C.; Salinas, P. 1982. Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 55: 100 p., escala 1:250.000.
- Niemeyer, H.; Lazcano, E.; Avilés, C. 2001. Mecanismo de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas Norte, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* 28 (2): 229-241.

- Parada, M.A., Larrondo, P., Guiresse, C., Roperch, P., 2002. Magmatic gradients in the Cretaceous Caleu pluton (central Chile): injections of pulses from a stratified reservoir. *Gondw. Res.* 5, 307 – 324.
- Parada, M. A., G. Feraud, et al. (2005). "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* 162: 273-287.
- Parada, M.A., Roperch, P., Guiresse, C., Ramirez E., 2005. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics* 399-420.
- Paskoff, R. 1970 *Recherches Géomorphologiques dans le Chili Semi-aride*. Biscaye Frères Imprimeurs, Bordeaux
- Peña, M., Martínez, F., Arriagada, C. (en prep). Hoja Yerbass Buenas, Región de Atacama, carta geológica de Chile, N° xxx, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.-L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669–673.
- Román-Berdiel, T., Gapais, D., Brun, J.-P., 1997. Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature. *American Journal of Science* 297, 651–678.
- Segerstrom, K. 1959. Cuadrángulo Los Loros. Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No. 1: 33 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Segerstrom, K.; Parker, R.L. 1959. Cuadrángulo Cerrillos. Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas Carta Geológica de Chile No. 2: 33 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Steinman, G., 1929. *Geologie von Peru*. Carl Winters Universitäts-Buchhandlung, 448 p.
- Streckeisen, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. Vol.63, p. 773-785.
- Talbot, J.Y., Faure, M., Chen, Y., Martelet, G., 2005. Pull-apart emplacement of the Margeride granitic complex (French Massif Central). Implications for the late evolution of the Variscan orogen. *Journal of Structural Geology* 27, 1610–1629.

- Taylor, 2007. Pluton shapes in the Cornubian batholith: new perspectives from gravity modeling. *Journal of the Geological Society, London*, 164, 525-528
- Vigneresse, J.L., 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granitic magmas. *Tectonophysics* 249, 187–202.
- Vigneresse, J.L.; Tikoff, B., Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics* 302, 203–224.
- Vigneresse J.L. (2005) - Toward a new paradigm for granite generation. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95, 11-22.

ANEXOS

Ubicación de las muestras

Muestra	Coordenadas UTM Datum: WGS84		Unidad
	E	N	
AED1.1	370825	6882372	Sienogranito de biotita
dique	371325	6882317	Dique félsico
AED2.2	367197	6877331	Meladorita de anfíbola
AED3.1	369737	6880253	Microleucogranito
AED3.1a	369664	6880206	Microleucogranito
AED3.1b	369787	6879986	Sienogranito de biotita
AED3.1b1	369460	6879689	Microleucogranito
AED3.1c	369429	6879335	Sienogranito de biotita
AED3.3	370460	6880079	Microleucogranito
AED4.1	370338	6879456	Sienogranito de biotita
AED5.1	369833	6882324	Sienogranito de biotita
AED5.2	370273	6883023	Dique félsico
AED5.3	369660	6881481	Sienogranito de biotita
AED5.4	369872	6881147	Sienogranito de biotita
AED5.5	368166	6877930	Meladorita de anfíbola
AED5.7	367756	6878886	Gabronorita de olivino
AED5.8	368127	6877916	Sienogranito de biotita
AED5.9	367725	6875695	Sienogranito de biotita
AED2P6	369359	6878740	Sienogranito de biotita
AED2P3	370003	6882470	Sienogranito de biotita
YB-11	369804	6882532	Meladorita de anfíbola

Descripción de cortes transparentes Plutón El Carrizo

AED1.1: Sienogranito de biotita

Roca con textura holocristalina alotriomorfa equigranular de grano medio formada por cristales de:

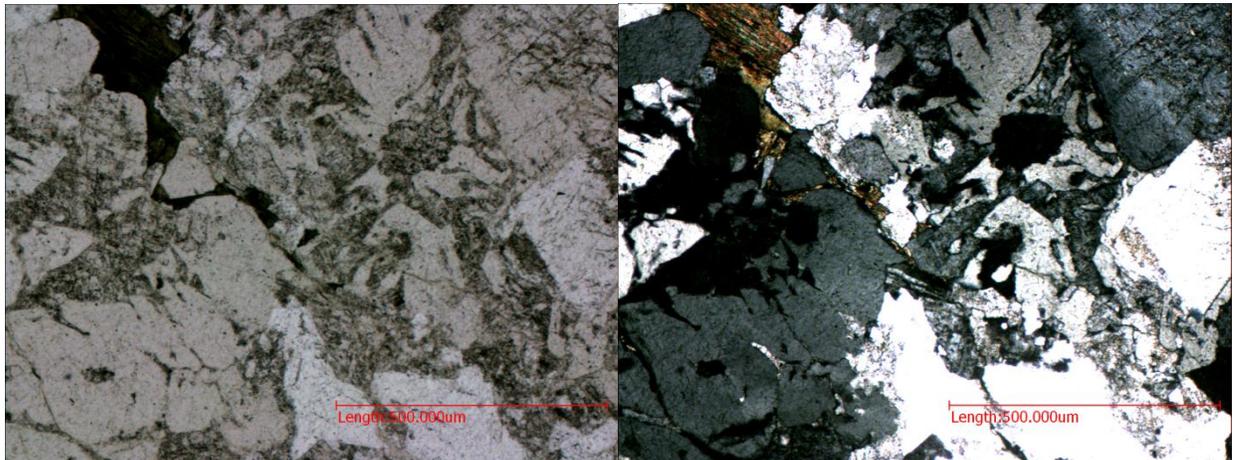
Feldespatos potásico anhedral a subhedral de grano medio de 2 mm de tamaño. Presenta texturas gráficas con cristales de cuarzo, peritica, y concertal, también algunos cristales presentan bordes de reabsorción, textura poikilitica y simplectítica (43%).

Cristales de cuarzo anhedral de grano medio de 2 mm de largo con texturas gráficas con el feldespato alcalino, mirmequitica con cristales de plagioclasa, consertal, bordes de reabsorción y textura poikilitica (35%).

Cristales de plagioclasa subhedral de grano medio desde 0,5 a 2 mm de largo, con maclas polisintéticas y de Carlsbad con textura mirmequitica en los bordes con el cuarzo (15%).

Biotita anhedral de grano fino con cristales de 1 mm de tamaño. Se aprecia textura acumulada junto con minerales óxidos. Se presenta cloritizada e incluye poikiliticamente (aunque en una baja proporción) a cristales como cuarzo y feldespato (5%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), apatita y zircón (2%).



AED1.2: Granito (dique)

Roca holocristalina, hipidiomórfica equigranular de grano medio con una fuerte alteración a sericita en toda la lámina.

Alteración a sericita sobreimpuesta en todo el corte.

Vetilla de hematita con mica blanca alterada a clorita.

Contiene cuarzo subhedral de grano medio de 1 mm de diámetro

AED2.2: Meladorita de Anfíbola

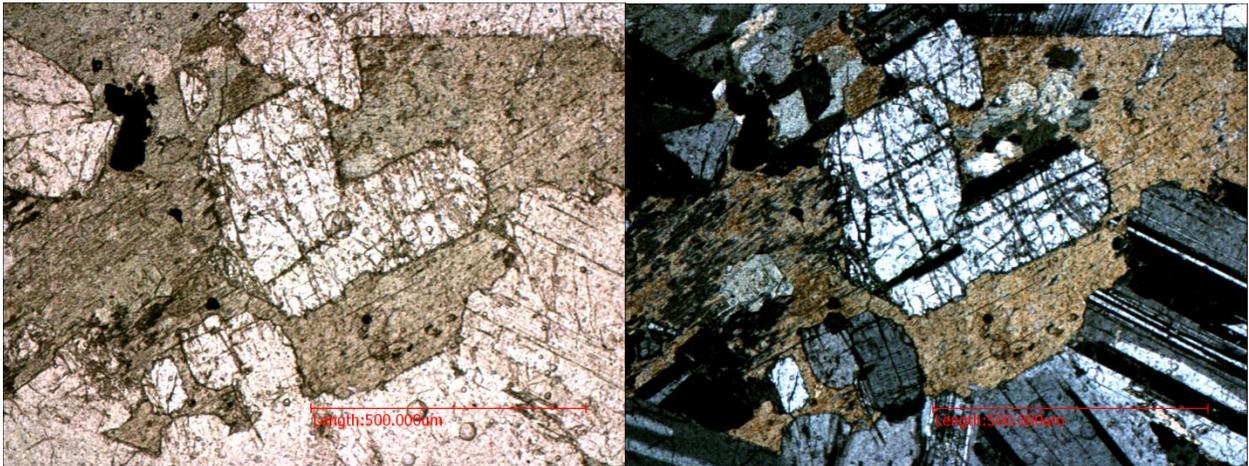
Textura holocristalina, hipidiomorfa granular de grano medio formado por cristales de:

Plagioclasas con cristales subhedrales a euhedrales cuyos tamaños varían entre 1 y 4 mm de largo, con maclas polisintéticas, periclina y de Carlsbad bien desarrolladas, algunas presentan zonación (80%).

Fenocristales de anfíoblas anhedrales con tamaños de 0,5 a 7 mm de largo que incluyen poikiliticamente cristales de plagioclasa. También se presenta en el corte en un porcentaje bajo anfíbola de grano fino (10%).

Cristales de biotita anhedral de 0,3 mm de largo aproximadamente en promedio, se presentan intercrecidos con cristales de Anfíbola de similar tamaño (4%).

Accesorios: Óxidos de Fe (Magnetita, ilmenita) que se presentan esencialmente en los minerales máficos (6%).



AED3.1: Leucogranito

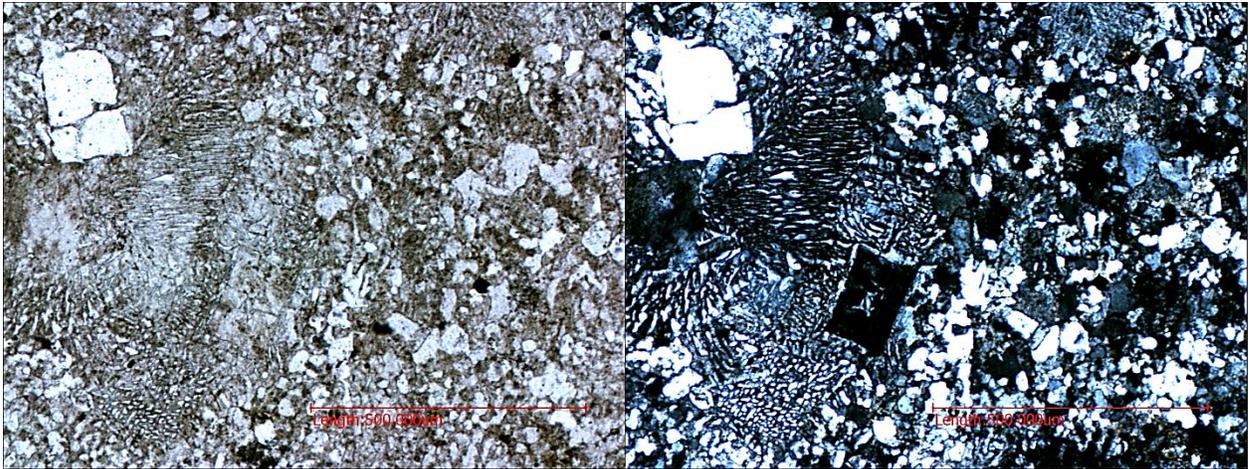
Textura holocristalina, alotriomorfa, inequigranular de grano fino formada por:

Cuarzo anhedral de tamaño fino de cristales con un tamaño de 0,1 mm. Presenta crecimiento intersticial entre fenocristales mayores. Se presenta también en forma de fenocristales de 1 mm de largo con textura gráfica (45%).

Cristales de Feldespato potásico de tamaño fino de cristales de 0,1 mm de largo. Presenta una textura mirmequitica en sus bordes con las plagioclasas. Textura gráfica y concertal en los bordes con cuarzo. Se presenta también en forma de fenocristales de 1 mm de largo con textura simplectitica(45%).

Fenocristales de plagioclasa de 1 mm anhedrales (5%).

Minerales accesorios de: óxidos de hierro (magnetita, ilmenita) distribuidos en toda la sección delgada, zircón, epidota, esfeno y biotita (5%).



AED3.1a: Leucogranito de biotita

Textura holocristalina aplítica alotriomorfa de tamaño de grano muy fino de 0,05 mm de diámetro con fenocristales de:

Cristales de cuarzo subhedrales de tamaño 0,05 mm de diámetro. Presenta fenocristales de mayor tamaño (de hasta 1 mm de diámetro) en menor porcentaje en la lámina delgada. Se observan vetillas esporádicas de componente silíceo con tamaño de cristales de 0,2 mm de diámetro (45%).

Junto con el cuarzo, el feldespato alcalino forman un agregado microcristalino de textura aplítica, tamaño de cristales de 0,05 mm. Al igual que el cuarzo, presenta fenocristales mayor tamaño, cuyos bordes se presentan muy irregulares. También es apreciable una textura de reabsorción de fenocristales de feldespato con la masa aplítica (40%).

Fenocristales de plagioclasa con macla polisintética y de Carlsbad de 1 mm de largo. Se observan bordes irregulares con la masa aplítica (5%).

Fenocristales de biotita anhedral de 0,5 mm (5%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita) distribuido en toda la lámina delgada y zircón (5%).

AED3.1b: Sienogranito de biotita

Textura holocristalina alotriomorfa equigranular de grano medio a grueso compuesta por cristales de hasta 5 mm de largo:

Cristales de Feldespato alcalino (Ortoclasa) anhedral de grano medio a grueso de 1 mm hasta 5 mm de largo con abundantes texturas pertíticas, concertal, simplectítica en bordes con el cuarzo, textura gráfica en menor medida en la lámina e incluye poikiliticamente a otros minerales como cuarzo, biotita u opacos y presenta también bordes de reabsorción (40%).

Cristales de cuarzo anhedral de grano medio de entre 0,3 a 5 mm de largo con texturas concertal, poikilitica, gráfica en menor medida y bordes de reabsorción. (30%).

Plagioclasas con cristales subidiomorfos de 1 a 3 mm de largo con macla polisintética y de Carlsbad mal desarrollados, también presenta zonación. Se presentan sericitizadas hacia el núcleo de los cristales (13%).

Biotita anhedral fresca de grano fino con cristales de 0,1 mm de tamaño en promedio. Se aprecia textura acumulada junto con minerales opacos y óxidos de hierro en sectores de la lámina delgada (15%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), esfero?? y zircón (2%).

AED3.1b1: Leucogranito de biotita

Textura holocristalina alotriomorfa granular de grano fino con fenocristales de 1 mm de largo.

Cristales de Feldespato alcalino (Ortoclasa) anhedral de grano fino de 1 mm de largo con abundantes texturas gráficas, pertitas, textura concertal, simplectítica en algunos bordes con el cuarzo y bordes de reabsorción (40%).

Cristales de cuarzo anhedral de grano fino de 0,2 a 1 mm de largo con abundantes texturas gráficas, concertal y bordes de reabsorción. (35%).

Fenocristales de plagioclasa de grano fino a medio de entre 0,5 a 3 mm de largo subhedrales con maclas polisintética y de Carlsbad. Se aprecia alteración a sericita hacia el centro de algunos cristales de mayor tamaño (18%).

Fenocristales de biotita fresca de 0,2 mm (2%) generalmente entrecruzadas con anfíbola (2%). Se encuentran entrecrecidos con granos de opacos (magnetita).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), esfero y zircón (3%).

AED3.1c: Sienogranito de biotita

Textura holocristalina alotriomorfa equigranular de grano medio a grueso compuesta por cristales de:

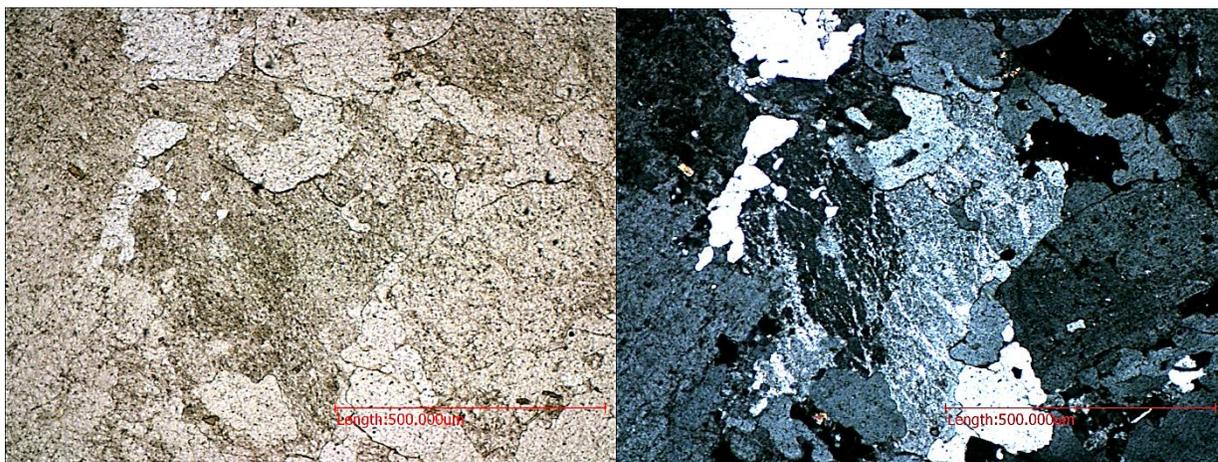
Cristales de Feldespato alcalino (Ortoclasa) anhedral de grano medio a grueso de 1 mm hasta un fenocristal de 1 cm de largo con abundantes texturas periticas, textura concertal, simplectítica en bordes con el cuarzo, textura gráfica, incluye poikiliticamente a otros minerales como cuarzo u opacos y presenta también bordes de reabsorción (50%).

Cristales de cuarzo anhedral de grano medio de 1 a 4 mm de largo con texturas gráficas, concertal, poikilitica y bordes de reabsorción. (35%).

Plagioclasas con cristales subidiomorfos de 1 a 3 mm de largo con macla polisintética y de Carlsbad, también presenta zonación. Se presentan sericitizadas hacia el núcleo de los cristales (10%).

Biotita anhedral fresca de grano fino con cristales de 0,4 mm de tamaño. Se aprecia textura acumulada junto con minerales opacos y óxidos de hierro en sectores de la lámina delgada (3%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), esfeno, espinela y zircón (2%).



AED3.3 Leucogranito:

Textura holocristalina aplítica alotriomorfa de tamaño de grano muy fino de 0,05 mm de diámetro. Pórfido con matriz felsítica o felsofídica con fenocristales de:

Cuarzo subhedral de tamaño 0,05 mm de diámetro. Presenta fenocristales de mayor tamaño (de 0,3 mm de diámetro) en menor porcentaje en la lámina delgada. Algunos de los fenocristales presentan textura de reabsorción o cuarzo embahiado y fenocristales con bores corroídos. (50%).

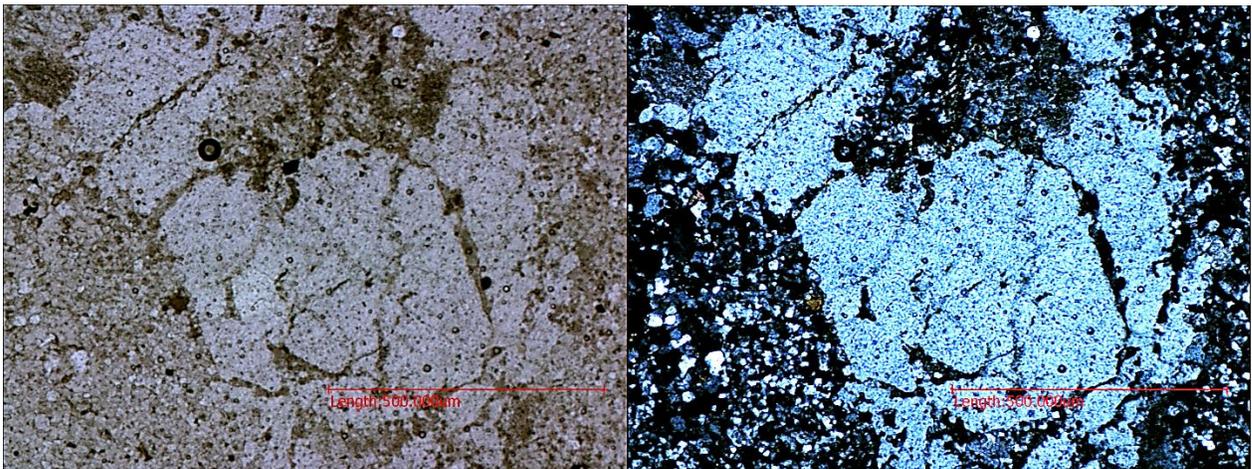
Cristales de feldespato alcalino (ortoclasa, sanidina) forman un agregado microcristalino de textura aplitica, tamaño de cristales de 0,05 mm. Junto con el cuarzo, presenta fenocristales mayor tamaño, cuyos bordes se presentan muy irregulares. También es apreciable una textura de reabsorción de fenocristales de feldespato con la masa aplitica de 1 mm de tamaño (40%).

Fenocristales de plagioclasa de 1 mm de largo con macla polisintética y de Carlsbad. Se observan bordes corroídos inmersos en la masa aplitica (3%).

Fenocristales de biotita se presentan como agregados anhedral de 0,1 mm de largo (5%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita) y zircón (2%).

Algunas zonas presentan oxidación, especialmente cerca de los agregados de biotita.



AED4.1: Monzogranito de biotita (con abundantes enclaves)

Textura holocristalina hipidiomorfa equigranular de grano medio compuesta por los siguientes cristales:

Plagioclasa subhedral de grano medio con cristales de 0,5 a 5 mm de largo con maclas polisintética, Carlsbad y periclina bien desarrollada con textura concertal y presenta zonación. Se aprecia alteración a sericita hacia el centro de algunos cristales de mayor tamaño (30%).

Cuarzo anhedral de grano fino cuyo tamaño varía entre 0,2 y 1 mm de diámetro y presenta textura concertal y bordes de reabsorción (20%).

Feldespato potásico (ortoclasa) anhedral a subhedral de grano medio entre 1 y 6 mm de diámetro con texturas concertal, micropertítica, bordes de reabsorción e incluye poikiliticamente cristales de cuarzo (25%).

Biotita anhedral de grano fino con cristales de 1 mm de tamaño. Se aprecia textura acumulada junto con minerales opacos en sectores de la lámina delgada. Se presenta cloritizada e incluye poikiliticamente (aunque en una baja proporción) a cuarzo (20%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), esfeno, apatita y zircón (5%).

AED5.1: Sienogranito de biotita

Roca con textura holocristalina alotriomorfa equigranular de grano fino a medio formada por cristales de:

Feldespatos alcalino (ortoclasa y microclina) anhedral a subhedral de grano fino a medio de 0,5 a 2 mm de tamaño. Presenta texturas pertítica, y concertal, también algunos cristales presentan bordes de reabsorción, textura poikilitica que incluye minerales de cuarzo, opacos y biotitas y simplectítica en algunos sectores de contacto con cuarzo (48%).

Cristales de cuarzo anhedral de grano medio de 2 mm de largo con texturas gráficas con el feldespato alcalino, textura mirmequitica con cristales de plagioclasa (escaso), concertal, bordes de reabsorción e incluye poikiliticamente a cristales de biotita y opacos (35%).

Cristales de plagioclasa subhedral de grano medio desde 0,2 a 2 mm de largo, con maclas polisintéticas y de Carlsbad mal desarrollada con textura mirmequitica en los bordes con el cuarzo y alteración a sericita hacia el núcleo de algunos cristales (10%).

Biotita anhedral de grano fino con cristales de 0,2 a 0,5 mm de tamaño. Se aprecia textura acumulada junto con minerales opacos en sectores de la lámina (5%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), apatita y zircón (2%).

AED5.2: Dique aplítico (Granitoide rico en cuarzo)

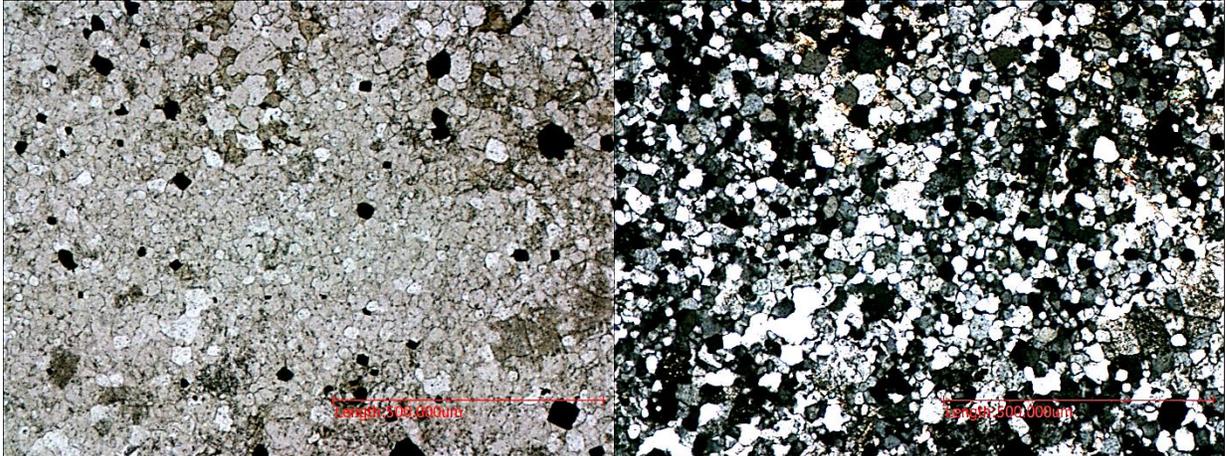
Textura holocristalina alotromórfica granular de grano fino compuesta de una familia de tamaño fino de cuarzo y feldespato (70%) y otra de tamaño fino a medio (30%).

El cuarzo se presenta mayoritariamente en el corte como un agregado de cuarzo-feldespato potásico con cristales de 0,1 mm de largo de textura aplítica. En ciertos sectores se observan fenocristales de cuarzo de 1 mm en promedio, estos se presentan con bordes irregulares en contacto con los otros cristales de cuarzo fino (70%).

Cristales de Feldespato potásico con una disposición similar a la del cuarzo, con dos familias marcadas de tamaño. Primero y mayoritariamente en la roca como un agregado fino de cristales en la matriz del corte y también como fenocristales de hasta 2 mm (en menor proporción) (20%).

Cristales de Muscovita anhedral de 0,5 mm de tamaño (3%). Asociada a ésta se observa sericita alterando a la Muscovita (2%).

Minerales accesorios de Magnetita, Ilmenita distribuidas en todo el corte con acumulación en zonas de la alteración a sericita (5%).



AED5.3: Sienogranito de biotita

Textura holocristalina alotriomorfa equigranular de grano fino a medio compuesta por los siguientes cristales:

Feldespatos potásicos (ortoclasa y microclina) anhedral de grano fino entre 0,2 y 1 mm de diámetro con texturas concertal, abundante textura gráfica, peritítica, bordes de reabsorción e incluye poikiliticamente cristales de cuarzo (43%).

Cristales de cuarzo anhedral de grano fino de entre 0,2 y 1 mm de largo con texturas gráficas con el feldespato alcalino, concertal y bordes de reabsorción (42%).

Cristales de plagioclasa subhedral de grano fino desde 0,4 mm de largo y algunos fenocristales de 2 mm de largo, los cuales presentan abundante alteración a sericita, con maclas polisintética y de Carlsbad mal desarrolladas (6%).

Biotita anhedral fresca de grano fino con cristales de 0,3 mm de tamaño. Se aprecia textura acumulada junto con minerales opacos en sectores de la lámina delgada (4%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita) con textura acumulada junto a biotita y esfero. Apatita y zircón (5%).

AED5.4: Sienogranito de biotita

Textura holocristalina alotriomorfa equigranular de grano fino a medio compuesta por los siguientes cristales:

Feldespatos potásicos (ortoclasa) anhedral de grano fino entre 0,2 y 1 mm de diámetro con texturas concertal, gráfica en abundancia, peritítica, bordes de reabsorción e incluye poikiliticamente cristales de cuarzo (40%).

Cristales de cuarzo anhedral de grano fino de entre 0,1 y 1 mm de largo con texturas gráficas con el feldespato alcalino, concertal, bordes de reabsorción y textura poikilitica (44%).

Cristales de plagioclasa subhedral de grano fino desde 0,5 a 1 mm de largo, con maclas polisintéticas y de Carlsbad (8%).

Biotita anhedral fresca de grano fino con cristales de 0,1 mm de tamaño. Se aprecia textura acumulada junto con minerales opacos en sectores de la lámina delgada (3%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita) con textura acumulada junto a biotita y esfeno. Apatita y zircón (5%).

AED5.5 Norita de Clinopiroxeno

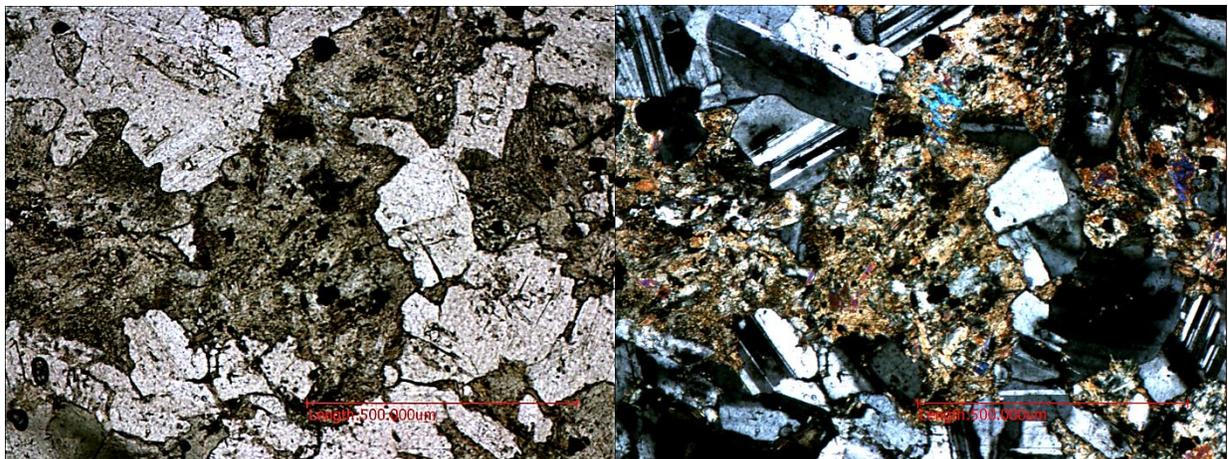
Roca de textura holocristalina, hipidiomórfica equigranular de grano medio. Contiene los siguientes minerales:

Plagioclasa subhedral a euhedral de grano medio de 0,5 a 2,5 mm de largo, con presencia de maclas polisintética, periclina y Carlsbad. Se observan bordes de reabsorción e incluyen poikiliticamente a otros minerales como piroxeno en algunas de mayor tamaño y se presentan zonadas (65%).

Cristales de piroxeno (orto y clinopiroxeno) alotriomorfos de grano medio desde 0,2 a 2 mm de tamaño. Se presentan con una importante uralitización (20%).

Anfíbolos (uralita y hornblenda) alotriomorfos de tamaño de grano de 0,7 mm de largo (10%).

Accesorios: Minerales opacos de óxidos de hierro (magnetita, ilmenita) con textura acumulada junto a Anfíboles y piroxenas (5%).



AED5.7: Gabronorita de olivino

Roca de textura holocristalina, hipidiomórfica equigranular de grano medio a grueso. Contiene los siguientes minerales:

Plagioclasa de grano medio a grueso de 1 a 10 mm de largo con presencia de maclas polisintética, periclina y Carlsbad bien desarrolladas (38%).

Olivino subhedral de grano medio de 1 mm de diámetro con presencia de idingsita y alteración a sericita (13%).

Piroxeno subhedral (clino y ortopiroxeno) de grano medio de 2 mm de diámetro e incluye poikiliticamente a plagioclasas y olivinos. Se presenta uralitizado en sectores y además con presencia de sericitización (24%).

Anfíbola subhedral de grano medio a grueso de 2 a 7 mm de largo (uralita y hornblenda). Se observa que la hornblenda incluye poikiliticamente a otros minerales de piroxeno olivino y plagioclasa (20%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita) (5%).



AED5.8 Sienogranito de biotita

Textura holocristalina alotriomorfa granular de grano medio con fenocristales de 2 mm de largo.

Cristales de Feldespato alcalino (Ortoclasa y microclina) anhedral de grano medio de 2 mm de largo con abundantes texturas micrográficas que ocupa gran parte de la sección delgada, microperfitas, textura concertal y bordes de reabsorción (41%).

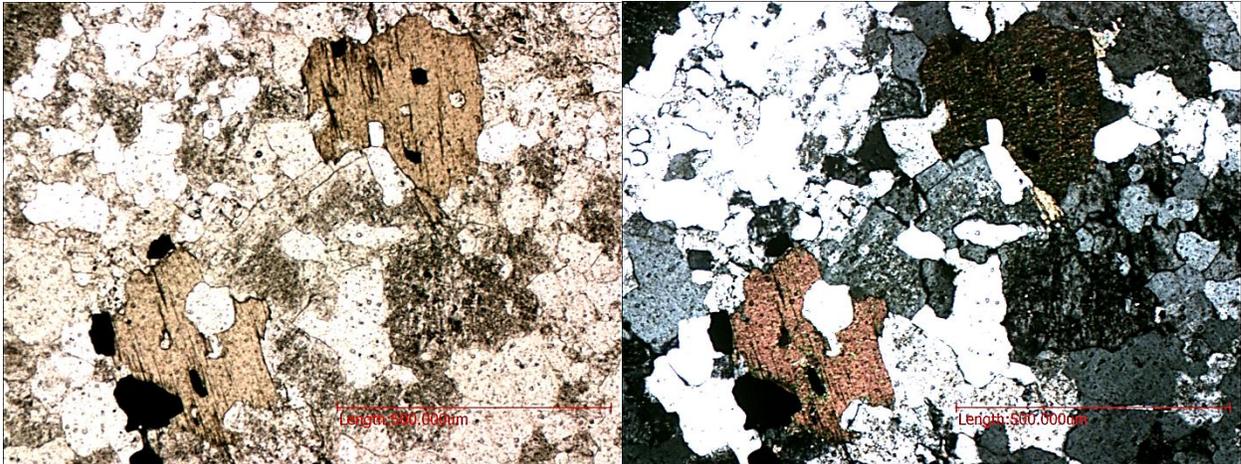
Cristales de cuarzo anhedral de grano medio de 2 mm de largo con abundantes texturas micrográficas con el feldespato alcalino, textura concertal y bordes de reabsorción. También se observan cristales de cuarzo incluidos poikiliticamente en cristales de feldespato pudiéndose

observar lo mismo a la inversa, es decir, cristales de feldespato incluidos en cristales de cuarzo (38%).

Fenocristales de plagioclasa de grano fino a medio de entre 0,5 a 1 mm de largo subhedrales con maclas polisintética y de Carlsbad (12%).

Biotita anhedral de grano fino con cristales de 0,5 mm de tamaño. Se presenta cloritizada con textura acumulada junto a minerales opacos. (4%).

Accesorios: Óxidos de hierro (magnetita, ilmenita), esfeno y zircón (5%).



AED5.9 Granito de Feldespato alcalino

Textura holocristalina, hipidiomorfa, inequigranular con cristales de grano fino a medio desde 0,1 a 1 mm de tamaño con cristales de:

Cristales de cuarzo de grano fino anhedral de tamaños entre 0,1 y 0,6 mm (40%).

Cristales de feldespato potásico de grano fino de 0,5 a 2 mm los cuales presentan en ciertos lugares, alteración a sericita. Se observan bordes concertales entre los feldespatos alcalinos y las plagioclasas. También se observan inclusiones en forma poiklitica de cuarzo en los cristales de feldespato (50%).

Fenocristales de biotita fresca de 0,5 mm (5%) generalmente entrecruzadas con anfíbola en menor proporción.

Accesorios: Óxidos de Fe (magnetita, ilmenita), titanita apatito y zircón (5%).

Parte de la sección delgada presenta un xenolito correspondiente a una meladorita de biotita con una textura aplítica hipidiomorfa inequigranular con dos familias marcadas de tamaños, una de grano fino y otra de grano medio. Está constituido por:

Agregado aplítico de cuarzo, feldespato y plagioclasa de 0,1 mm de tamaño presentando alteración a sericita poco pervasiva.

Fenocristales de cuarzo y feldespato potásico de 1 a 2 mm de largo con bordes irregulares entre ellos.

Fenocristales de biotita (2%) intercrecidos a veces con alfiboles.

Accesorios de opacos, magnetita, esfeno y zircon.

Este xenolito no presenta borde de reacción con el meladiorita de biotita y su contacto es irregular.

AED2P6 Monzogranito de biotita y hornblenda con xenolito

Textura holocristalina hipidiomorfa granular de grano medio con fenocristales de 0,5 a 1 mm de:

Fenocristales de plagioclasas tipo albita-oligoclasa con maclas polisintéticas de albita y simple de Carlsbad bien desarrolladas con alteración a sericita (30%).

Fenocristales de biotita fresca de 0,5 mm (15%) generalmente entrecruzadas con anfíbola (10%).

Fenocristales anhedrales de cuarzo cataclástico (20%).

Microfenocristales de feldespatos alcalinos (ortoclasa y microclina) generalmente con disposición entrecruzada e intersticial. Se observan bordes mirmekíticos entre los feldespatos alcalinos y las plagioclasas (20%).

Como accesorios (5%) se observan magnetita, apatita y circón.

Parte de la sección delgada está ocupado por un xenolito correspondiente a melanodiorita de biotita y hornblenda de textura aplítica alotriomorfa granular de grano fino (0,5-1 mm).

Este xenolito está constituido por:

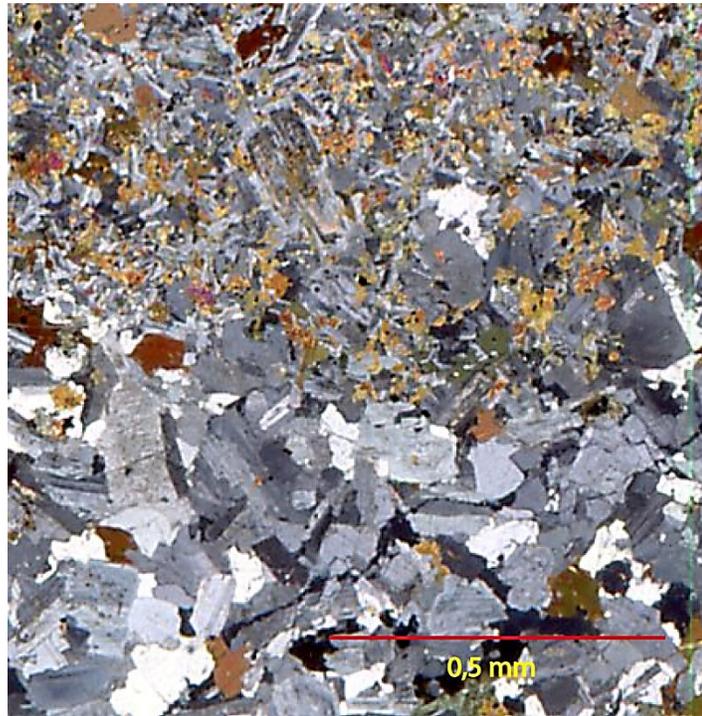
Fenocristales de plagioclasas tipo andesina con alteración a minerales de arcilla y sericita en la parte central de los cristales. Con inclusiones de cristallitos de apatita y maclas polisintéticas bien desarrollada (30%).

Fenocristales de biotita subidiomorfos de 0,5 a 1 mm frescos que incluyen poikiliticamente cristales de plagioclasas (35%).

Fenocristales de hornblenda subidiomorfos de 0,3 a 0,5 mm, cloritizados de color verde claro (25%).

Granos de opacos, magnetita (ζ), repartidos a través de toda la muestra (10%).

Este xenolito no presenta borde de reacción con el granito de biotita y hornblenda.



AED2P3 Sienogranito de biotita

Textura holocristalina hipidiomorfa granular de grano medio formado por fenocristales de:

Plagioclasas con cristales subidiomorfos de 2 mm de largo, con maclas polisintéticas y de Carlsbad bien desarrolladas, arcillizadas principalmente en el núcleo de los cristales (15%).

Feldespatos alcalinos: ortoclasa, micropertitas y microclina con crecimiento intersticial entre los cristales de plagioclasa y cuarzo. En general presentan mayor alteración a minerales de arcilla que las plagioclasas (40%).

Cuarzo anhedral y cataclástico, con crecimiento intersticial entre los fenocristales mayores (30%).

Biotita en fenocristales tabulares frescos entrecrecidos con granos de opacos (magnetita) (10%)

Accesorios: Magnetita, ilmenita, apatita y circón. (5%).

YB-11 Meladiorita de anfíbola

Textura holocristalina hipidiomorfa granular con grandes fenocristales de hornblenda (30%) 40, biotita alterada a clorita (10%), clinopiroxena (5%), 7 cuarzo anhedral y cataclástico (5%), grandes fenocristales de plagioclasa (40%) 53 y accesorios (10%).

Las plagioclasas (andesina-labradorita) presentan maclas polisintéticas de albita y simple de Carlsbad limpias sin alteración.

Los escasos microfenocristales de augita están incluidos dentro de los megacristales de hornblenda.

La anfíbola es hornblenda subheudral con cristales de 2 a 6 mm de largo formando grandes playas donde incluye a cristales de plagioclasa. La hornblenda se presenta alterada en algunos sectores de la muestra a anfíbol fibrosa tipo tremolita, con exolución de granos de opacos.

Como accesorios (10%) se observan cristales de magnetita, titanita y epidota.

