



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

**GEOCRONOLOGÍA Y SIGNIFICADO DE LOS ESQUISTOS EL JARDÍN Y DEL
COMPLEJO METAMÓRFICO DE LA QUEBRADA DEL CARRIZO, REGIÓN DE
ATACAMA, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JAVIER ADOLFO ARANCIBIA MORA

**PROFESOR GUÍA:
VICTOR MAKSAEV JURCHUC**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND
FRANCISCO MUNIZAGA VILLAVICENCIO**

**SANTIAGO DE CHILE
2014**

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL

TÍTULO DE: Geólogo

POR: Javier Adolfo Arancibia Mora

FECHA: 08/05/2014

PROFESOR GUÍA: Victor Maksaev Jurchuc

GEOCRONOLOGÍA Y SIGNIFICADO DE LOS ESQUISTOS EL JARDÍN Y DEL COMPLEJO METAMÓRFICO DE LA QUEBRADA DEL CARRIZO, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE.

Desde el extremo norte de Chile hasta los 34° S rocas metamórficas del basamento de los Andes chilenos afloran de manera discontinua, entre estas se cuentan los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo unidades litoestratigráficas que afloran en la Cordillera de Domeyko. El estudio de estas unidades es motivado por el conocimiento reducido que se tiene acerca de ellas y las ansias de averiguar más acerca de la evolución Paleozoica en la zona.

En este estudio se realiza una descripción petrográfica tanto a nivel de afloramiento como en muestra de mano y mediante microscopía óptica que entrega como resultado características propias de esquistos de protolito pelítico para los Esquistos El Jardín y esquistos pelíticos y esquistos verdes con probable protolito volcánico básico para el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo. Edades de circones detríticos separados a partir de muestras obtenidas en los Esquistos El Jardín son obtenidas mediante datación U-Pb, estas se utilizan para interpretar la fuente y dirección de proveniencia de los sedimentos que dieron origen a su protolito, además de entregar información relevante para dilucidar la edad en que estos fueron metamorfizados y como debió ser su historia de exhumación.

Se realizó una comparación de las unidades en estudio con otras de similares características localizadas en la zona norte de Chile, como el Complejo Metamórfico El Tránsito y el Complejo Metamórfico del Choapa, junto con otras unidades cercanas que posiblemente pudieron tener una génesis similar, entre ellas la Fm. Las Tórtolas, El Toco y Huentelauquén. La petrografía muestra gran similitud con los complejos metamórficos y con la Fm. Las Tórtolas; mientras que los datos de geocronología entregan datos similares solo a los de los complejos metamórficos.

Como consecuencia de los resultados obtenidos, las comparaciones realizadas y el hecho de que los complejos metamórficos mencionados han sido descritos en publicaciones anteriores como parte del Complejo Acrecionario Paleozoico en el borde occidental del terreno Chilena, se puede interpretar que las unidades en estudio sufrieron un proceso de génesis similar y que el límite del Complejo Acrecionario Paleozoico se extendería al área donde afloran los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo.

A mi familia completa, tan grande como es.

AGRADECIMIENTOS

En primer quiero agradecer a mi familia por siempre estar ahí, por entregarme todo sin pedir nada a cambio, a mi Mamá que siempre me cateteo para que estudiara, aunque no le hiciera mucho caso, a mi Papá que hizo todo lo posible e imposible por verme estudiando, a la Levantina, que estudia más que yo y me hace sentir un flojo remata'o, y a la Chanchi M. Paz parte de mi familia todos estos años de estudio en geología, quien siempre me apoyo y me dio su cariño. También a mi familia fuera de mi casa, mis tíos, primos, abuela y tata que siempre han estado, están y estarán ahí para echar la talla y distraerme del estrés diario.

Quiero agradecer también a los profesores que me formaron, especialmente a los miembros de mi comisión, a V. Makshev por ayudarme a dar este gran paso que es la titulación, a F. Munizaga por estar siempre disponible y dispuesto a ayudarme con los problemas que me pudieron surgir y a F. Hervé por mostrar gran interés y aportar tanto conocimiento. Y agradecer a la profesora de la vida, del orden, de las relaciones publicas a la mami de geo, Blanquita por estar siempre hiper mega disponible y solucionar todos los problemas que surgen en un 2x3.

Agradezco a los compañeros que he tenido durante todos mis años de estudio, los que me llevaron por el “mal” camino Gordillo, Campusano, Vito, Leo y Shorty quien me rescato más de una vez de los peores estados. A mis amigos más antiguos Ale, Rafiki, Mentor, Fernando, Enani con quienes crecí, y que siempre han estado, con quienes pase momentos memorables e inolvidables. Le agradezco al Chino y al Estrella quienes me integraron a geología cuando aún no conocía a nadie y respondieron todas las preguntas que se me pudieron ocurrir.

Agradezco al mejor 1° medio, los herméticos que siempre están ahí para ayudar, con lo que sea, el estudio, los problemas, una cerveza o un partido (Pelón, Aralo, Chino, Edu, Lucas, Curottin, Javi), los quiero cabros nunca cambien, y no solo ellos, todo mi curso de geología, sin duda el mejor curso en el que pude haber estado. Solo por nombrar algunos, Cheque, Pancha, Fel, Roxy, los papis del curso organizando lo que hubiera que organizar. Ñañis, mi amigiña toda choriza, una adicta a la U, Tito, Gordo, Gaby, Vale, Caro, Feñi, Venao, Juanfi, Chewy, Chumis, Fabi, Pancho, Rurik, Acaro, etc....Gracias por compartir su alegría y buena onda. Sin que ningún etc... se ofenda.

Tabla de Contenido

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Exposición del problema	1
1.2. Objetivos.....	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos.....	2
1.3. Sustento teórico.....	2
1.4. Metodología de trabajo	2
1.4.1. Caracterización de la petrografía.....	3
1.4.2. Estimación de las condiciones P-T del metamorfismo.....	3
1.4.3. Determinación de la historia evolutiva, etapa de formación, metamorfismo y factores que provocan exhumación	3
1.5. Limitaciones del trabajo.....	3
1.6. Ubicación y rutas de acceso.....	3
2. MARCO GEOLÓGICO.....	5
2.1. Marco geológico regional	5
2.2. Marco geológico local	6
2.3. Unidades eventualmente correlacionables.....	8
3. MARCO TECTÓNICO.....	11
4. Petrografía metamórfica.....	12
4.1. Marco teórico	12
4.1.1. Grado metamórfico.....	12
4.1.2. Facies metamórficas	13
4.2. Resultados petrografía	17
4.2.1. Petrografía de los Esquistos El Jardín e intrusivos del sector	19
4.2.2. Petrografía del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo	21
4.3. Protolito	22
4.4. Condiciones del metamorfismo	23
5. GEOCRONOLOGÍA	24
5.1. Análisis de geocronología U-Pb en circones detríticos	24
5.1.1. Método Analítico LA-MC-ICP-MS	24
5.1.2. Método Analítico SHRIMP II	25

5.2.	Resultados muestra CHY-19	25
5.3.	Resultados muestra CHY-39	26
5.4.	Comparación entre unidades del norte de Chile, los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo.	29
6.	DISCUSIÓN.....	33
6.1.	Edad máxima de deposición y metamorfismo de los Esquistos El Jardín.....	33
6.2.	Correlación con unidades presentadas en sección 5.4.	34
6.3.	Zona de deposición	35
6.4.	Exhumación	36
6.5.	Proveniencia de circones detríticos en los Esquistos El Jardín	37
6.5.1.	Fuentes de circones Arqueanos	37
6.5.2.	Fuente de circones Paleoproterozoicos.....	37
6.5.3.	Fuente de circones Mesoproterozoicos - Neoproterozoico temprano	38
6.5.4.	Fuente de circones Criogénico-Ediacárico (Neoproterozoico)	38
6.5.5.	Fuente de circones Paleozoicos	39
7.	CONCLUSIONES	41
8.	BIBLIOGRAFÍA.....	43

Índice de Tablas

Tabla 1: Facies metamórficas: asociaciones y sub-asociaciones minerales diagnósticas en rocas máficas y cuarzo-pelíticas. AP: Alta presión, BP: Baja presión. (Extracto tomado de Torres, 2004, pág 13).....	16
Tabla 2: Asociación mineral de mayor grado metamórfico.	23

Índice de Figuras

Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio, Región de Atacama, Chile. Encerrado en un recuadro rojo zona correspondiente a los Esquistos El Jardín (a) y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo (b).	4
Figura 1.2: Rutas de acceso a los afloramientos de los Esquistos El Jardín (a) y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo (b)	5
Figura 2.1: Mapa representando la ubicación del (1) Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT), Complejo Metamórfico del Choapa; (2) Fm. El Toco (FET), Fm. Las Tórtolas (FLT) y el Melange de Chañaral (CM); (3) Fm. Huentelauquén y Quebrada Mal Paso Beds (FHL). Modificado de Charrier (2007, pág 27)	10
Figura 3.1: Perfil paleogeográfico, Carbonífero Tardío-Pérmico temprano del margen SW de Gondwana al norte de los 33°S. A: Prisma de Acreción, B: Depósitos turbidíticos al oeste de la cuenca de antearco, C: Depósitos plataformales con componentes volcánicos al este de la cuenca de antearco, D: Depósitos volcánicos y volcanoclásticos del arco, E: Arco Puñeño, parcialmente localizado al oeste de Argentina, F: Cuenca de tras-arco de Paganzo en Argentina, U: Disconformidad separando unidades de Gondwana y Famatina. Extracto de Charrier (2007, pág. 29)	12
Figura 4.1: División según el grado metamórfico basado en la temperatura, modificado de Gómez (2006, pág 44).....	13
Figura 4.2: Clasificación de facies metamórficas según Yardley (1989), los nombres de estas se otorgan según el tipo de roca resultante del proceso de metamorfismo para las condiciones P-T características para rocas de composición máfica. Las temperaturas y presiones expuestas son una modificación posterior de esta, presentada por Gómez (2006, pág 53).	14
Figura 4.3: Ubicación de los Esquistos el Jardín, (a), y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, (b).	17
Figura 4.4: Esquema fotointerpretado de los Esquistos El Jardín (gris), y los depósitos de Thalweg de la Quebrada Asientos (amarillo). En imagen los puntos representan donde se obtuvieron las muestras ‘CHY-’ correspondientes. Ubicación en Figura 4.3.....	18
Figura 4.5: Esquema fotointerpretado del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo. En gris, esquistos grises; verde, esquistos verdes; rojo, rocas intrusivas cataclásticas; amarillo, depósitos de thalweg de la Quebrada del Carrizo. En imagen los puntos representan donde se obtuvo cada muestra ‘CHY-’. Ubicación en Figura 4.3.	18
Figura 4.6: Lamina delgada de muestras CHY-19a, A y B; CHY-74, C y D. Escaneadas bajo luz polarizada analizada (izquierda) y luz polarizada no analizada (derecha).	19
Figura 4.7: Fotografía de los Esquistos El Jardín. A la izquierda esquistos con clivaje de crenulación, a la derecha capas heterogéneas con respecto a su contenido mineral.	20
Figura 4.8: Lamina delgada de granito de anfíbola (muestra CHY-83). Escaneada bajo luz polarizada analizada (izquierda) y luz polarizada no analizada (derecha).	21

Figura 5.1: Diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Tera and Wasserburg, 1972) para edades en muestra CHY-19.	25
Figura 5.2: Probabilidad relativa y densidad de población para edades de circones en la muestra CHY-19.	26
Figura 5.3: Diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Tera and Wasserburg, 1972) para edades en muestra CHY-19.	27
Figura 5.4: Probabilidad relativa y densidad de población para circones de la muestra CHY-39.	27
Figura 5.5: Probabilidad relativa y densidad de población para circones en de la muestra CHY-39 en el rango 0-1.0 Ga.	28
Figura 5.6: Razón Th/U contra edades U-Pb en muestra CHY-39 y CHY-19, Esquistos El Jardín. La línea negra muestra la razón Th/U=0.5 y la línea roja Th/U=0.07.	28
Figura 5.7: Probabilidad relativa y densidad de población para Complejo Metamórfico del Choapa (a), Complejo Metamórfico El Tránsito (b) (Álvarez et al., 2011) y Esquistos El Jardín.	30
Figura 5.8: Razón Th/U contra edades U-Pb en muestra CHY-39, Esquistos El Jardín; muestra D07, Complejo Metamórfico El Tránsito; LC03, Complejo Metamórfico del Choapa (Álvarez et al., 2011). La línea negra muestra la razón Th/U=0.5 y la línea roja Th/U=0.07.	31
Figura 5.9: Diagramas de probabilidad relativa de edad U-Pb (Ma) para los datos pertenecientes a Bahlburg et al. (2009) y los Esquistos El Jardín (Ga).	32
Figura 6.1: Fotografía del contacto entre los Esquistos El Jardín y el intrusivo granítico (CHY-74)	33

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Exposición del problema

Las rocas metamórficas del basamento de Los Andes chilenos afloran discontinuamente en el norte de Chile, tanto en la Cordillera de la Costa como en la Cordillera Principal. En contraste, desde la latitud 34°S hacia el sur ellas forman una faja casi continúa a lo largo de la Cordillera de la Costa extendiéndose hasta el estrecho de Magallanes (Hervé et al., 2007). En los primeros mapas y síntesis de la geología de Chile las rocas metamórficas fueron consideradas como de edad Precámbrica (Ej. Ruiz, 1965). Trabajos posteriores han demostrado que las rocas metamórficas del basamento tienen un amplio rango de grados metamórficos y de edades, desde un posible Proterozoico Tardío, Paleozoico y aún, en algunos casos Jurásico a Cretácico (Hervé et al., 2007).

En la parte norte de la Región de Atacama se presentan afloramientos relativamente restringidos y poco estudiados de rocas metamórficas en las quebradas Asientos y del Carrizo en el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko y limitados por el oeste por la Falla Sierra Castillo (Ej. Niemeyer, 1999). Estos fueron descritos inicialmente como “Mica esquistos de Quebrada Asientos” por García (1967) y denominados luego como Esquistos El Jardín por Muñoz (1986). Cornejo et al. (1993) obtuvieron una edad K-Ar en moscovita de 196 ± 5 Ma para los esquistos la que se considera parcial o totalmente rejuvenecida. Por otra parte Tomlinson et al. (1999) obtuvieron una edad K-Ar en moscovita de 264 ± 6 Ma para un granito con moscovita que corta a los esquistos en la Quebrada Asientos. Otros afloramientos de esquistos están presentes más al norte y fueron denominados Complejo Metamórfico de la Quebrada del Carrizo por Cornejo et al. (2009), quienes obtuvieron tres edades radiométricas para éstas rocas metamórficas, a saber: 272 ± 6 Ma (K-Ar en moscovita), 269 ± 6 Ma (K-Ar en biotita) y 277 ± 6 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola).

La relación de los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo con otras unidades de similares características y ubicación como Fm. El Toco, Las Tórtolas, Huentelauquén y rocas metamórficas del valle del río Huasco no está definida.

Para definir las relaciones existentes, este trabajo se centrará en la comparación de distintas unidades y formaciones, tomando en cuenta la petrografía e historia evolutiva, es decir, su edad de formación, metamorfismo y exhumación, aumentando así el conocimiento existente acerca de la evolución sur occidental del margen Sudamericano.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Comprender la edad, significado y proveniencia de los materiales componentes de las rocas metamórficas que forman los Esquistos El Jardín y del Complejo Metamórfico de la Quebrada del Carrizo.

1.2.2. Objetivos específicos

- A. Caracterizar la petrografía, tanto de manera microscópica como macroscópica de los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo.
- B. Estimar las condiciones P-T del metamorfismo al cual fueron sometidas las rocas en estudio.
- C. Determinar la historia evolutiva, etapa de formación, metamorfismo y factores que provocaron la exhumación de las unidades ya mencionadas.

1.3. Sustento teórico

El grado metamórfico podrá ser definido mediante la descripción petrográfica de las muestras obtenidas desde las unidades en estudio, así se podrá definir la mineralogía que se formó durante el pico metamórfico, la cual será relacionada a condiciones P-T dentro de un rango acotado por la bibliografía disponible actualmente (Ej: Gomez, 2006).

Los circones detríticos de las rocas metamórficas a estudiar, proveerán información del lugar donde se originaron o donde fue el último lugar donde estos fueron modificados, datos con los que se podrá proveer un registro de la denudación de orógenos acrecionales del Proterozoico en el borde SW del Cratón Amazonia.

Las edades U-Pb para los circones permitirán constreñir la edad de formación y metamorfismo de las unidades en estudio y a su vez servirá para correlacionarlas con otras unidades de características similares, o descartar estas mismas. Para hacer diagramas de concordia, probabilidad relativa y densidad de población se utilizará la herramienta ISOPLOT4 para Microsoft Excel.

1.4. Metodología de trabajo

La metodología de este trabajo consta principalmente de la datación de muestras de circones detríticos, las cuales fueron tomadas con anterioridad por los profesores del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, Víctor Maksaev y Francisco Munizaga. Su datación ha sido encargada al Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo, Brasil.

Los resultados de este análisis, serán presentados, estudiados, interpretados y correlacionados con datos pertenecientes a otros estudios para así cumplir con el objetivo general del propuesto.

La Metodología para cumplir con cada uno de los específicos se describe en los puntos 1.4.1. a 1.4.3.

1.4.1. Caracterización de la petrografía

- Trabajo en terreno durante 5 días en el mes de agosto del año 2013 para realizar descripciones petrográficas a nivel de afloramiento y toma de muestras
- Selección y envío de muestras al laboratorio de cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile
- Descripción de cortes transparentes mediante microscopía óptica

1.4.2. Estimación de las condiciones P-T del metamorfismo

- Interpretación de la mineralogía definida en las descripciones petrográficas realizadas

1.4.3. Determinación de la historia evolutiva, etapa de formación, metamorfismo y factores que provocan exhumación

- Análisis e interpretaciones de edades U-Pb medidas en circones detríticos provenientes de muestras correspondientes a los Esquistos El Jardín.
- Comparación de diferentes maneras en que pudo haber ocurrido la exhumación de los Esquistos El Jardín
- Comparación de las unidades en estudio con otras unidades a lo largo del margen chileno que pudiesen tener una génesis similar.

1.5. Limitaciones del trabajo

La datación de circones detríticos separados desde muestras obtenidas durante el terreno concerniente a esta memoria, en el mes de agosto del año 2013, no pudieron ser datadas durante los plazos impuestos. Dentro de estas muestras se cuentan: una de los Esquistos El Jardín, una del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo y muestras de granitoides emplazados en estas unidades.

La demora en las dataciones se debió principalmente a desperfectos ocurridos en el espectrómetro de masa del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, por lo que solo se pudo contar con dataciones que habían sido enviadas con anterioridad para su datación en Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo, Brasil.

1.6. Ubicación y rutas de acceso

La zona de estudio está ubicada en la parte norte de la Región de Atacama, Chile. La Quebrada Asientos tiene disposición E-W, y los afloramientos de los Esquistos El Jardín se encuentran entre la longitud 69°28'58''-69°29'25'' W y la latitud 26°23'16''-26°23'23'' S en el flanco norte de esta. El Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo aflora entre la longitud 69°19'43''-69°20'27'' W y la latitud 25°55'18''-25°55'46'' S en ambos flancos de la Quebrada del Carrizo. Una ubicación general de ambas zonas se puede observar en la Figura 1.1: Ubicación

de la zona de estudio, Región de Atacama, Chile. Encerrado en un recuadro rojo zona correspondiente a los Esquistos El Jardín (a) Figura 1.1.

El camino hacia los Esquistos El Jardín es de fácil acceso, desde Diego de Almagro se debe tomar la ruta C-167, continuar por la C-163, para finalmente terminar en la C-177. El afloramiento está junto a la ruta, a alrededor de 3.5 km desde la intersección de la ruta C-177 con la C-163, en dirección este. Para llegar al Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo no existe una ruta demarcada, desde Diego de Almagro se toma la ruta C-115-B, aquí se llega a un camino construido para la minería, para terminar el trayecto hacia los afloramientos a campo traviesa. Las rutas se pueden observar en el mapa presente en la Figura 1.2.

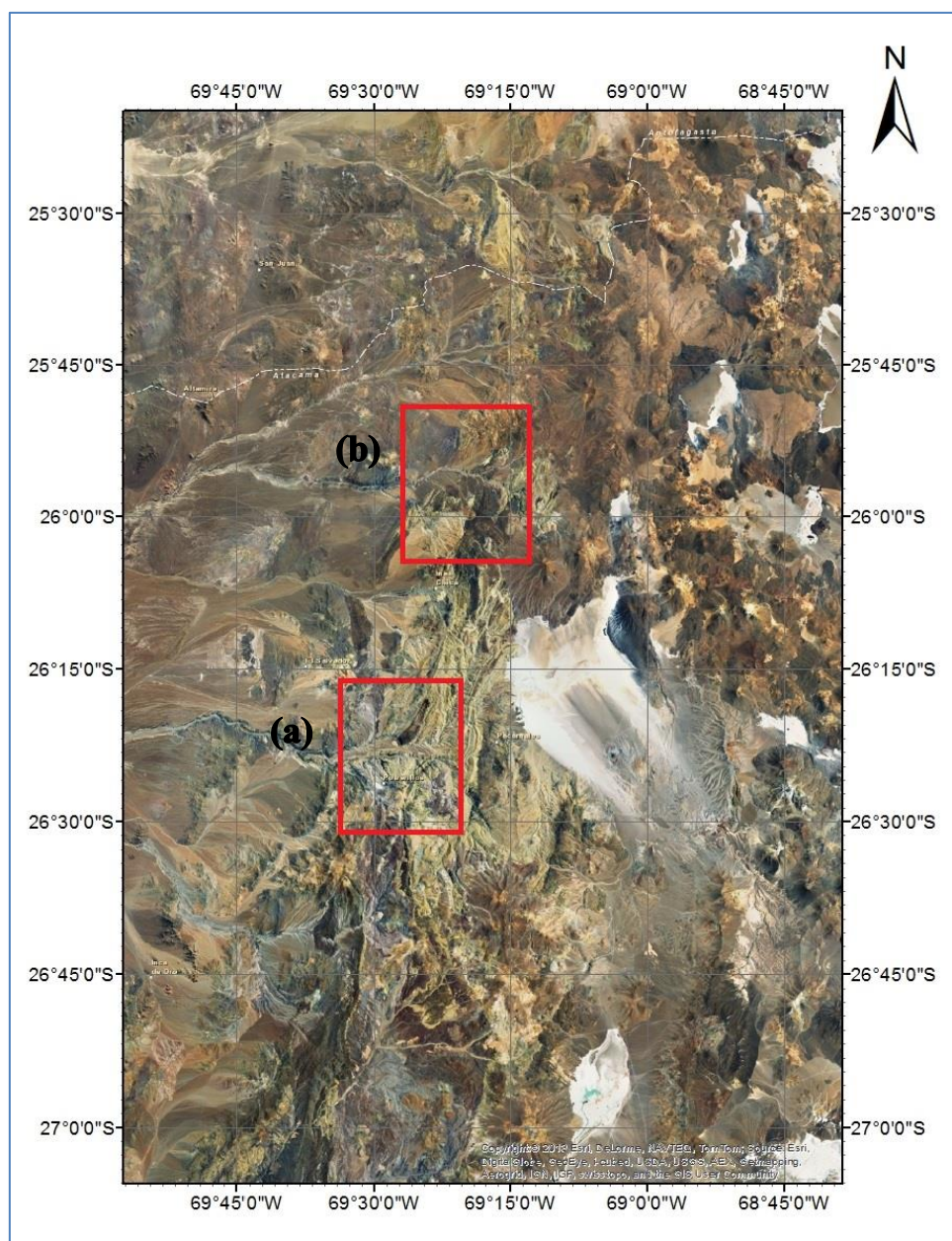


Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio, Región de Atacama, Chile. Encerrado en un recuadro rojo zona correspondiente a los Esquistos El Jardín (a) y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo (b).

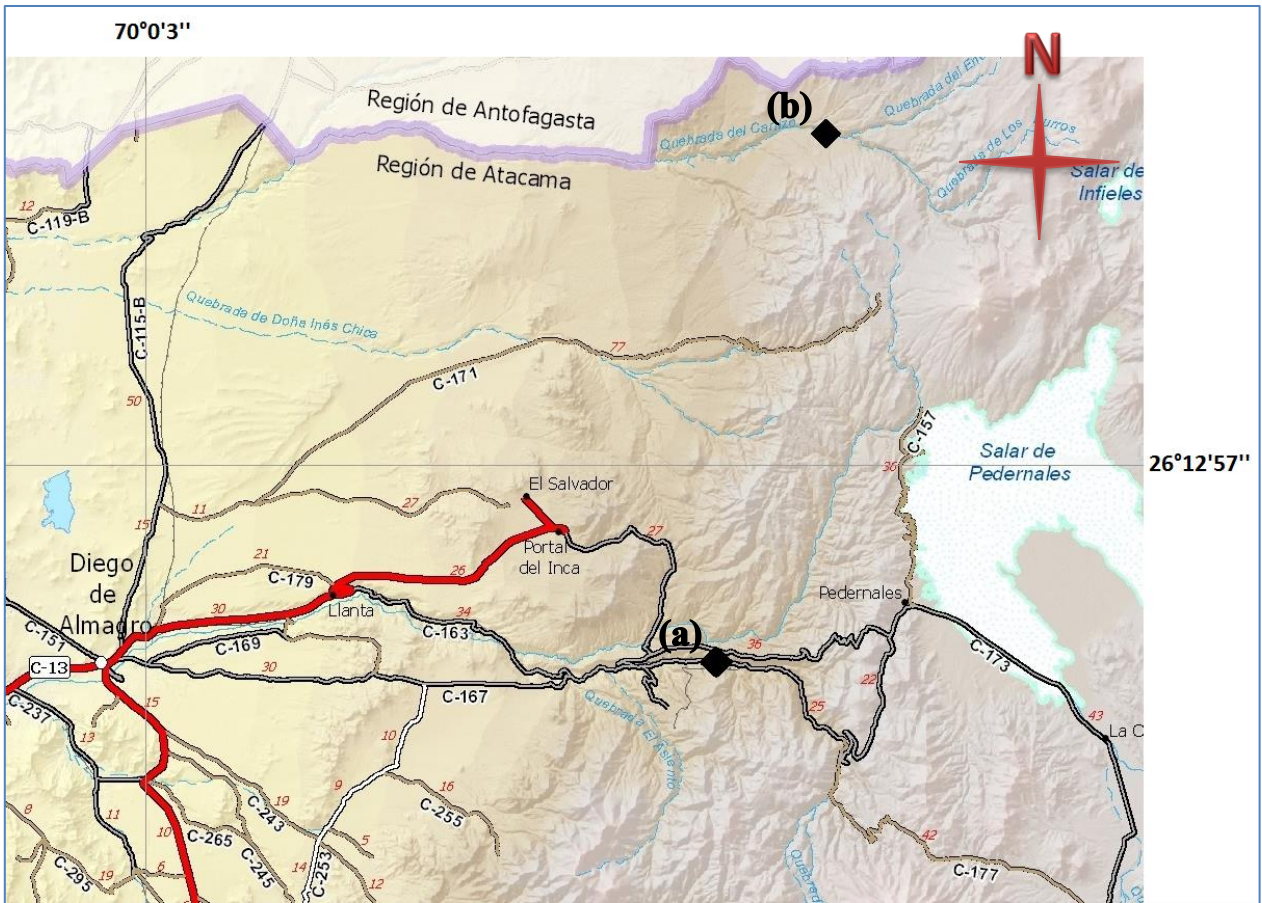


Figura 1.2: Rutas de acceso a los afloramientos de los Esquistos El Jardín (a) y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo (b)

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Marco geológico regional

Actualmente la geología de Chile está marcada por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, generando un arco volcánico alineado con las cimas más altas de la actual Cordillera de los Andes, exceptuando el área sin volcanismo a causa de subducción horizontal o *flat-slab*, entre los 27°S y los 30°S.

La historia del margen continental desde la separación de Rodinia en el Neoproterozoico (Torsvik, 2003) ha dado paso a una particular geología de oeste a este, la cual puede ser dividida en cuatro dominios morfoestructurales, Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera y Cordillera Principal o de Los Andes (Mapa geológico de Chile: versión digital, 2003).

Los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada Del Carrizo afloran al norte de la zona de subducción subhorizontal y se encuentran en el dominio morfoestructural de la Precordillera, la cual en su sección más al norte ha sido nombrada como Cordillera de Domeyko.

La Cordillera de Domeyko, está caracterizada por un grupo de estructuras entre las cuales se encuentran: fallas inversas de alto ángulo y fallas oblicuas que provocaron el levantamiento de bloques de basamento Paleozoico por encima de rocas Triásicas a Cenozoicas, afectadas por deformación de escama delgada. La estructura de la cordillera en sí, se ve influenciada por el comportamiento entre placas desde el Pre-Paleozoico Temprano, previo a la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, hasta el tiempo presente; donde el margen tiene un comportamiento activo con subducción hacia el este (Amilibia et al., 2008).

En la Cordillera de Domeyko se pueden observar afloramientos del basamento Paleozoico a Triásico temprano, de la cobertura del Triásico tardío al Cretácico temprano producida durante el reinicio de la subducción y su primer periodo (Sheuber et al., 1994), el cual está asociado a un régimen extensional en el borde occidental de Sudamérica; y sedimentos del Cretácico tardío, los cuales se depositaron durante el segundo periodo de subducción (Sheuber et al., 1994), donde aumenta la tasa de convergencia a causa de la apertura del océano Atlántico, lo que produce un cambio en el tipo de régimen tectónico observado en la placa superior, de extensional a compresivo (Amilibia et al., 2008).

2.2. Marco geológico local

En la parte norte de la Región de Atacama, Chile, en el flanco occidental de la Cordillera de Domeyko, o Precordillera, se exponen rocas metamórficas en la Quebrada del Carrizo y Quebrada Asientos. Estas últimas fueron descritas inicialmente como “Mica esquistos de Quebrada Asientos” por García (1967) y denominados luego como Esquistos El Jardín por Muñoz (1986), mientras las primeras fueron nombradas por Cornejo et al. (1993), como el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, el cual incluye granitoides cataclásticos, esquistos verdes y pelíticos. Cornejo et al. (1993) además dataron los Esquistos El Jardín por medio del método K-Ar en moscovita, obteniendo una edad de 196 ± 5 Ma, la cual se considera total o parcialmente rejuvenecida.

Estos afloramientos están limitados por el oeste por la Falla Sierra Castillo, parte del Sistema de Falla Sierra Castillo y a su vez parte de la Zona de Falla de Domeyko (cf. Makshev y Zentilli, 1988). Esta falla regional yuxtapone rocas volcánicas y estratificadas del Jurásico Superior en el bloque occidental con plutones paleozoicos y rocas triásicas estratificadas en el bloque oriental (Perelló y Müller, 1984), su extensión es de alrededor de 60 km desde Sierra Exploradora hasta la misma Quebrada Asientos. Se considera que estuvo activa durante el Eoceno-Oligoceno y Mioceno, dominada por estreses transpresivos con transurrencia sinistral (Ej., Niemeyer, 1999).

Los Esquistos El Jardín se encuentran cubiertos por depósitos miocenos denominados como Gravas de Atacama y a su vez están limitados por la Falla Sierra Castillo, por el oeste, que la pone en contacto con la Fm. Sierra Fraga; y por calizas y areniscas del Triásico Superior-Jurásico Inferior, pertenecientes a la Fm. Quebrada del Salitre, por el este. Además, estos se encuentran en el llamado Horst de Sierra Castillo, el cual se encuentra entre la Falla Sierra Castillo y la Falla Barrancas, ambas de rumbo NE y carácter inverso. Aquí aflora el Batolito Sierra Castillo, de edad Pérmica, el cual por el norte se extiende hasta Sierra Doña Inés Chica y por el sur hasta el río de

La Sal. Dataciones hechas por Cornejo et al. (1993), entregaron edades K-Ar en biotita para una tonalita de 268 ± 8 Ma, 262 ± 8 Ma, 254 ± 8 Ma; mientras que para una granodiorita se hicieron dataciones K-Ar en moscovita obteniendo edades de 281 ± 6 Ma y 264 ± 6 Ma. Estos dos miembros del Batolito Sierra Castillo se encuentran cortando a los Esquistos El Jardín, lo que también ha sido descrito por Tomlinson (1999). Una datación más reciente hecha en el contexto de este trabajo entregó una edad U-Pb (SHRIMP II) en circones provenientes del intrusivo tonalítico de 285.3 ± 6.4 Ma (CHY-19A)

Por otra parte, el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo se encuentra cubierto por la Ignimbrita Llano Las Vicuñas de edad Miocena y a su vez es bordeado por la Falla Sierra Castillo al oeste y por la Falla de Quebrada la Perra, de rumbo NE al este, en lo que fue descrito inicialmente por Cornejo y Mpodozis (1996) como un lente tectónico. Las fallas ponen en contacto al Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo con calizas jurásicas de la Fm. Asientos, al oeste, y basaltos triásicos de la Fm. Quebrada del Salitre, al este. Las dataciones más recientes, efectuadas por Cornejo et al. (2009) entregaron edades K-Ar en moscovita de 272 ± 6 Ma para un esquisto de moscovita; K-Ar en biotita de 269 ± 6 Ma, para un esquisto de anfíbola y biotita; y una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola de 277 ± 6 Ma para un esquisto de arfvedsonita y escapolita.

A continuación se presenta un resumen acerca de cada una de las unidades mencionadas anteriormente, las cuales se encuentran relacionadas directamente con las estudiadas.

Unidades Mesozoicas

Fm. Asientos (Bajociano-Oxfordiano superior; Müller y Perelló, 1982): Esta formación aparece al este de los Esquistos El Jardín y directamente al oeste del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, se dispone de manera concordante sobre la Fm. Montandón. Consiste en una secuencia bien estratificada de 400 a 600 m de espesor, que puede separarse en dos niveles de calcarenitas, el primero con restos de crinoideos y el segundo con abundantes fósiles de ammonites. Hacia el techo se encuentran niveles de calcilitas y evaporíticos macizos compuestos mayoritariamente de anhidrita, niveles extremadamente ricos en fauna fósil, especialmente ammonites. El ambiente de deposición va desde una plataforma marina con transición hacia el techo a un ambiente de cuenca cerrada con escasa conexión al mar.

Fm. Quebrada del Salitre (Triásico Superior-Jurásico Inferior; Naranjo y Puig, 1984; Enmend. Cornejo et al., 1993): La formación incluye en sus niveles superiores, areniscas y calizas fosilíferas del Triásico superior - Sinemuriano, con intercalaciones delgadas de flujos basálticos, riolíticos y niveles volcano-sedimentarios.

Diferentes partes de esta formación afloran directamente al este de las dos unidades en estudio. Al este de los Esquistos El Jardín esta aflora como cuarcitas y felsarenitas líticas, con intercalaciones delgadas de calizas fosilíferas y localmente conglomerados. En la Quebrada del Carrizo, aflora como una secuencia de lavas basálticas, 'sills' basálticos y andesíticos, niveles de brechas escoriáceas, intercalaciones de areniscas cuarcíferas gruesas y lentes de limolitas con

restos de flora fósil. En esta zona algunas coladas presentan estructuras de almohadillas vesiculares con brechas escoriáceas entremedio.

Formación Sierra Fraga (Jurásico Medio – Cretácico Inferior; Sepúlveda y Naranjo, 1982): Esta formación está compuesta principalmente por dos niveles estratigráficos mayores, el nivel inferior, el cual aflora en Quebrada Asientos, se compone de lavas y brechas andesítico-basálticas, con desarrollo de estructuras de almohadilla e intercalaciones de niveles métricos calcáreo-arenosos. El nivel superior está compuesto por lavas, envueltas en bancos de calizas y areniscas calcáreas (como núcleo de pliegues anticlinales), y lavas andesítico-basálticas, con estructuras brechosas, hialoclastitas y formas tubulares de lavas en almohadilla, con material carbonatado en fracturas. Calizas constituyen bancos macizos, fosilíferas, con intercalaciones de areniscas calcáreas laminadas, que contienen abundantes componentes detríticos volcánicos.

Unidades Cenozoicas

Ignimbrita Llano Las Vicuñas (19-17 Ma, Mioceno Medio; Cornejo y Mpodozis, 1996): Unidad de tobas soldadas dacíticas, que cubren un área extensa, equivalente a aproximadamente 380 km². Está formada por solo una unidad de flujo y enfriamiento de hasta 30 m de espesor y baja razón de aspecto. En general, este flujo está depositado directamente sobre las laderas de los cerros; sin embargo, sólo en algunas localidades sobreyace a los depósitos de Gravas de Atacama.

Gravas de Atacama (Mioceno; Mortimer, 1973): Depósitos polimícticos, generalmente no consolidados, de gravas que afloran en la zona sur del desierto de Atacama (Mortimer, 1973). Se distribuyen principalmente al oeste de la Precordillera o Cordillera de Domeyko, especialmente en la región de Atacama y consisten en depósitos de origen aluvial-fluvial, formados a partir de los sistemas de drenaje mayores activos durante el Mioceno.

2.3. Unidades eventualmente correlacionables

Dentro de este trabajo se hará una comparación tanto geocronológica como petrográfica de los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo con rocas sedimentarias y metamórficas del norte de Chile, las que corresponden principalmente a turbiditas de muy bajo a bajo grado metamórfico y rocas de bajo a medio grado metamórfico, como lo son el Complejo Metamórfico El Tránsito y el Complejo Metamórfico del Choapa. A continuación se presenta una breve reseña de cada una de las unidades a comparar.

Fm. El Toco: Sucesión de cerca de 2300 m de espesor (Breitkreuz & Bahlburg, 1985), corresponde a turbiditas de grano medio a grueso, depositadas en ambientes con fuertes corriente de turbidez, con capas individuales de hasta dos metros de espesor donde las pelitas son poco comunes (Balhburg & Breitkreuz, 1987). Esta formación se asignó al Devónico Superior (?) a partir de plantas fósiles encontradas (*Cyclostigma-Archaeopteris*) (Breitkreuz & Bahlburg, 1985)

Fm. Las Tórtolas: Esta formación fue estudiada por Bell (1982), quien las describió como parte del basamento sedimentario de la Cordillera de la Costa del norte de Chile entre los 25°30' y

27°S. Su constitución es principalmente turbiditas distales, con intercalaciones menores de calizas y cherts pelágicos, su deposición fue acompañada por erupciones de basaltos alcalinos de afinidad de intraplaca (Breitkreuz et al., 1989), y se desarrolló en un ambiente submarino de planicie abisal. Presenta un metamorfismo de bajo grado, alcanzando hasta facies de esquistos verdes.

La edad asignada para esta formación es Carbonífero Temprano a principios del Carbonífero Tardío, edad asignada mediante la identificación de conodontes en una intercalación de calizas cerca de Chañaral, además de braquiópodos más al sur (Bell, 1987; Bahlburg y Breitkreuz, 1993)

Fm. Huentelauquén: Esta aflora en la Región de Coquimbo (31°-32° S), se encuentra discordante sobre la Fm. Arrayán y/o sobre el Complejo Metamórfico del Choapa y bajo la Fm. El Quereo (Triásico). Se subdivide en dos miembros, el miembro inferior, La Higuera, fuertemente plegado, constituido esencialmente por pelitas negras y areniscas, con algunas intercalaciones brechosas hacia la base; el miembro superior, La Cantera, está compuesto por calizas y areniscas calcáreas, con intercalaciones abundantes de conglomerados finos y gruesos (Rivano y Sepulveda, 1983).

Inicialmente fue asignada al Pérmico inferior a medio, por fósiles de Productidos y otros braquiópodos (Charrier, 1977; Minato y Tazawa, 1977), edad discutida por Rivano y Sepulveda (1983) quienes encontraron foraminíferos (*Earlandinita* sp., *Eoschubertella?* sp. y *Monotaxinoides?* sp.) ampliando el rango de edad hasta el Carbonífero-Pérmico Inferior.

Las tres Formaciones ya mencionadas, son ubicadas por Charrier et al. (2007) como depósitos plataformales de la parte occidental de la cuenca de antearco Paleozoica.

Complejo Metamórfico El Tránsito: Este complejo aflora en el valle de El Tránsito, al este de Vallenar, su extensión es de 8 km e incluye esquistos verdes, esquistos micáceos y de cuarzo, esquistos con nódulos de albita, cuarcitas y mármol, afectadas por al menos dos eventos de deformación sobreimpuestos. (Ribba et al., 1988; Álvarez et al., 2011)

Las condiciones del metamorfismo para el Complejo Metamórfico El Tránsito corresponden a facies transicional entre esquistos verdes y anfíbolita y presiones de hasta 5 Kbar durante el evento metamórfico principal (Ribba et al., 1988).

La edad máxima para el fin de la depositación fue fijada por Álvarez et al. (2011) en el Devónico Tardío alrededor de los 380 Ma (U-Pb en circones detríticos), edad que contrasta con los descrito previamente por Bahlburg et al. (2009) quien dató circones detríticos resultando el pico más joven a los ~304 Ma.

Complejo Metamórfico del Choapa: Está compuesto por rocas metamórficas que afloran de manera discontinua en la Cordillera de la Costa entre los 31° y 32°S (Álvarez et al. 2011). En Playa La Cebada, el complejo está formado por metabasitas de protolito basáltico, metachert, meta-areniscas y meta-conglomerados (Irwin et al., 1988), más al sur, cerca de Los Vilos incluye mica esquistos, filitas, esquistos de anfíbola y mármol (Rivano y Sepulveda, 1991)

Las condiciones de metamorfismo del Complejo Metamórfico del Choapa a los 31°30'S corresponden a facies de esquistos verdes en condiciones de presión y temperatura de baja a media, con procesos de retromorfismo de granate a clorita, posteriores a su facies de más alto grado (Rebolledo & Charrier, 1994), mientras que a los 31°S la facies corresponde a transicional entre esquistos verdes y anfibolita (Irwin et al., 1988).

Willner et al. (2008) define este complejo, junto con la Fm. Arrayán como representantes del prisma acrecional formado en el borde occidental de Chilenia en el Paleozoico Tardío.

La ubicación de las unidades mencionadas se muestra en la Figura 2.1.

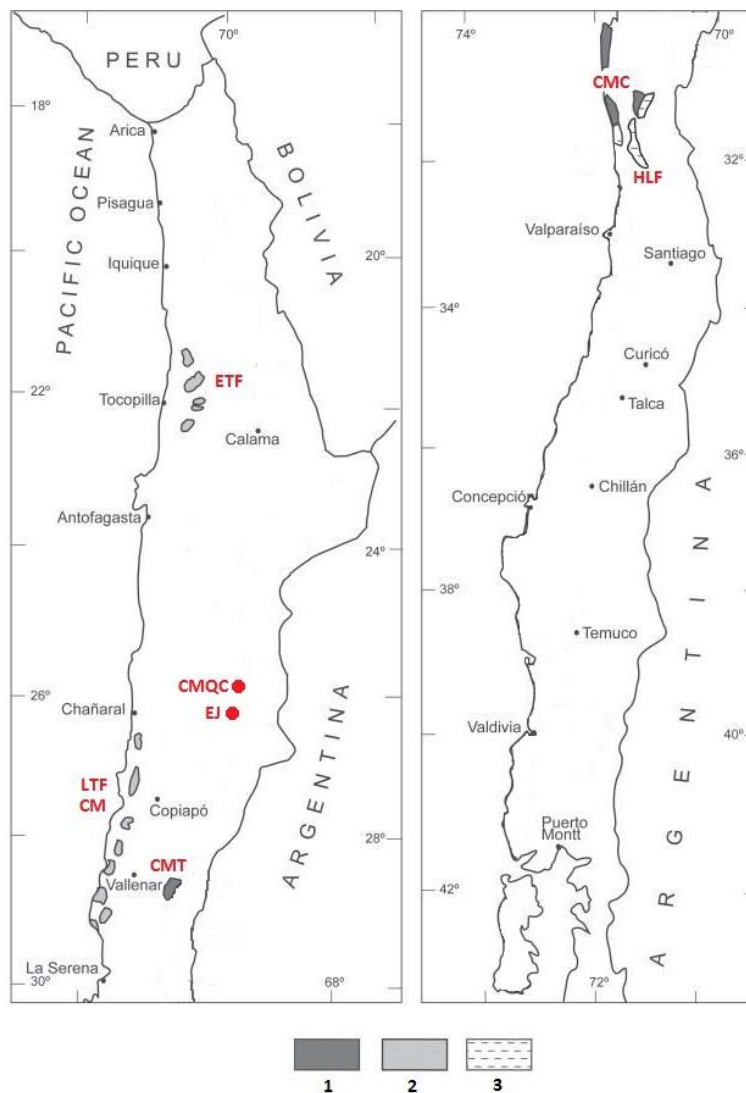


Figura 2.1: Mapa representando la ubicación del (1) Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT), Complejo Metamórfico del Choapa; (2) Fm. El Toco (FET), Fm. Las Tórtolas (FLT) y el Melange de Chañaral (CM); (3) Fm. Huentelauquén y Quebrada Mal Paso Beds (FHL). Modificado de Charrier (2007, pág 27)

3. MARCO TECTÓNICO

La historia de la Tierra está marcada por grandes procesos de deriva continental que han conducido a la amalgamación y ruptura de continentes. Los últimos dos súper continentes formados son los conocidos Rodinia y Pangea, el primero de estos se formó entre los 1300 y los 1000 Ma, durante la llamada orogenia de Grenville; mientras el segundo comenzó a formarse a los 330 Ma, durante el ciclo tectónico Gondwánico (Torsvik, 2003).

Los procesos de deriva continental le dieron forma al actual margen suroeste sudamericano, el cual ha tenido un carácter activo desde al menos el Cámbrico hacia adelante, pasando por periodos de subducción, colisión y un periodo, de carácter más reducido, donde la convergencia en el margen sur occidental de Gondwana se ve disminuida casi en su totalidad (Ramos y Aleman, 2000). Los instantes en que ha existido esta calma en los procesos de subducción y colisión están comprendidos entre el Devónico y Carbonífero temprano, lo que se ve apoyado por la ausencia de magmatismo de arco volcánico (Bahlburg and Hervé, 1997; Chew et al., 2007; Cardona et al., 2009); y durante el Pérmico Tardío-Triásico Tardío, etapa previa al periodo contemplado actualmente, conocido como el ciclo andino, en la cual la subducción vuelve a ser activa (Ramos and Aleman, 2000; Haschke et al., 2006), y se inicia un proceso de corrimiento del arco magmático desde el oeste, hasta su posición actual.

La acreción de terrenos ha marcado la evolución del margen durante el Paleozoico, acretándose a los cratones estables Amazonia y Rio de la Plata terrenos tales como: Pampia, Famatina, Arequipa-Antofalla, Cuyania o Precordillera, un hipotético Chilenia (Ramos et al., 1984, 1986), Mejillonia (Ramos, 1988) y Terreno "X" (Mpodozis y Kay, 1990).

Por otro lado, la historia del margen sudamericano desde el Proterozoico Tardío también puede ser contada a partir de su separación en distintos ciclos tectónicos, el primero de ellos es el Ciclo Tectónico Pampeano, que comprende el periodo entre el Proterozoico Tardío-Cámbrico Temprano, la evidencia de este ciclo es escasa, por lo que no hay total certeza sobre los eventos que ocurrieron en este tiempo. Dalziel et al. (1994) propone para este periodo un modelo de movimiento de placas donde Laurentia migra hacia el norte a lo largo del margen occidental de Gondwana con rotación horaria, tiempo durante el cual ambos continentes habrían interactuado en variadas ocasiones, deformando sus márgenes y provocando separación de parte de estos en terrenos que posteriormente se acretarán al margen Gondwánico.

Posterior al Ciclo Tectónico Pampeano se definió el Ciclo Tectónico Famatiniano, el cual abarca el rango de tiempo comprendido entre el Cámbrico tardío al Devónico Temprano (Charrier et al., 2007); este ciclo estaría ligado a la aproximación oblicua y posterior anexión al borde continental de un nuevo terreno alóctono, Precordillera o Cuyania (Astini et al., 1996). Este terreno tiene afinidades Laurénticas, con un basamento de edad Proterozoica media (Grenvilliana) y una cubierta sedimentaria del Paleozoico inferior (Baldo et al., 1997).

Durante el Ciclo Tectónico Gondwánico, Devónico Tardío-Pérmico temprano, existió el desarrollo de un arco magmático a lo largo de la actual cordillera, en parte en la zona oeste de

Argentina. Este arco se encuentra bordeado al oeste por una cuenca de antearco ubicada en el actual territorio de Chile, a su vez esta cuenca es rodeada por un complejo acrecionario más al oeste (Charrier et al., 2007). Esto se puede apreciar en la Figura 3.1.

Este ciclo se divide en tres etapas, en la primera de estas la actividad magmática no es muy marcada y se forman depósitos en la cuenca de antearco, en la segunda etapa aumenta la tasa de convergencia de placas, aumentando junto con ella la actividad volcánica en el arco, el cual a su vez es engrosado a causa de esto. Finalmente durante la tercera etapa se produce el amalgamamiento final de Gondwana, dando paso al siguiente ciclo tectónico.

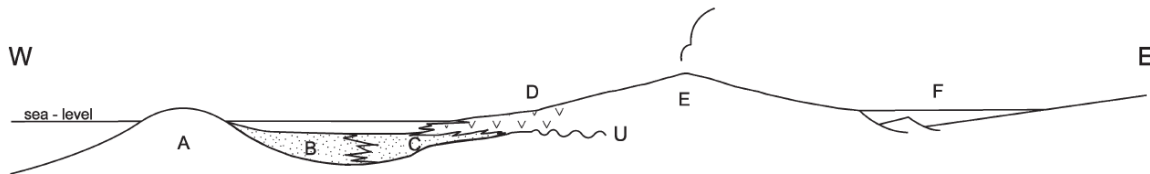


Figura 3.1: Perfil paleogeográfico, Carbonífero Tardío-Pérmico temprano del margen SW de Gondwana al norte de los 33°S. A: Prisma de Acreción, B: Depósitos turbidíticos al oeste de la cuenca de antearco, C: Depósitos platformales con componentes volcánicos al este de la cuenca de antearco, D: Depósitos volcánicos y volcanoclásticos del arco, E: Arco Puñeño, parcialmente localizado al oeste de Argentina, F: Cuenca de tras-arco de Paganzo en Argentina, U: Disconformidad separando unidades de Gondwana y Famatina. Extracto de Charrier (2007, pág. 29)

Durante el Ciclo Tectónico Pre-Andino el movimiento relativo entre placas en el margen sudamericano disminuye considerablemente coincidiendo con la formación del megacontinente Gondwana, esto se ve reflejado en una interrupción de la subducción o una gran disminución de esta. Su duración es entre fines del Pérmico Temprano y comienzos del Jurásico, momento en el cual se restablece la subducción y se genera un arco magmático asociado, lo que da comienzo al ciclo tectónico actual, nombrado como Ciclo Tectónico Andino (Charrier et al., 2007).

El Ciclo Tectónico Andino comienza en el Jurásico Temprano y está caracterizado por subducción casi continua acompañada de magmatismo de arco hasta la actualidad. Una característica importante de este periodo es el desarrollo de zonas de falla a lo largo de los ejes del arco magmático, estas son las llamadas Zona de falla de Atacama, Domeyko y Liquiñe-Ofqui cada una de ellas de cientos de kilómetros de largo (Charrier et al., 2007).

4. Petrografía metamórfica

4.1. Marco teórico

4.1.1. Grado metamórfico

La primera mención de grado metamórfico fue hecha por Tilley (1924), el cual lo definió como “las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales se forma la roca”. Posteriormente Winkler (1979) formuló una clasificación de rocas metamórficas basándose en el grado, el cual definió principalmente por la temperatura máxima a la cual las rocas fueron sometidas durante el

proceso de metamorfismo, esta definición deja relativamente de lado la importancia de la presión en este proceso, puesto que se consideraba como un agente secundario.

La Figura 4.1 muestra un diagrama donde se asignan cinco grados metamórficos desde muy bajo hasta muy alto basándose en la temperatura que afecta las rocas durante el metamorfismo.

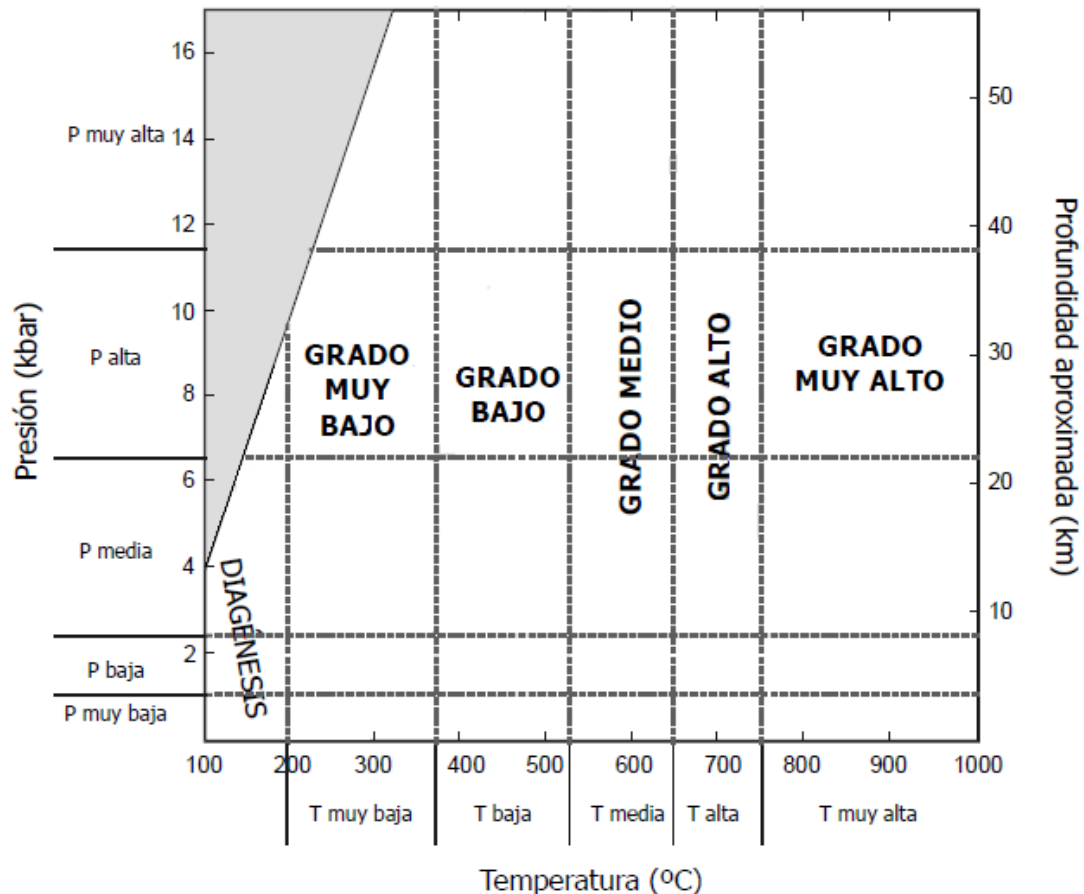


Figura 4.1: División según el grado metamórfico basado en la temperatura, modificado de Gómez (2006, pág. 44)

4.1.2. Facies metamórficas

Otro concepto de importancia utilizado para referirse al metamorfismo y las rocas metamórficas es el de “facies metamórfica”, este fue definido inicialmente por Eskola (1915) de la siguiente manera: “En cualquier roca o formación metamórfica que haya alcanzado el equilibrio químico por metamorfismo a presión y temperatura constantes, la mineralogía está controlada únicamente por la composición química de la roca” esto considera que la asociación de minerales es la característica esencial para tener información acerca de la composición y el grado metamórfico de una roca, en vez de solo un mineral individual.

Inicialmente Eskola (1920) definió cinco facies metamórficas y con la continuación de sus estudios las aumentó a ocho (Eskola, 1939), estudios posteriores realizados por Combs (1961) permitieron definir la facies de muy bajo grado de ceolitas y facies de prehita-pumpellita.

En la Figura 4.2, se muestra el diagrama de facies metamórficas definido por Yardley (1989), este presenta once facies donde los límites entre ellas están representados por espacios amplios (blancos) para mostrar el hecho de que estos cambios no se generan de manera abrupta.

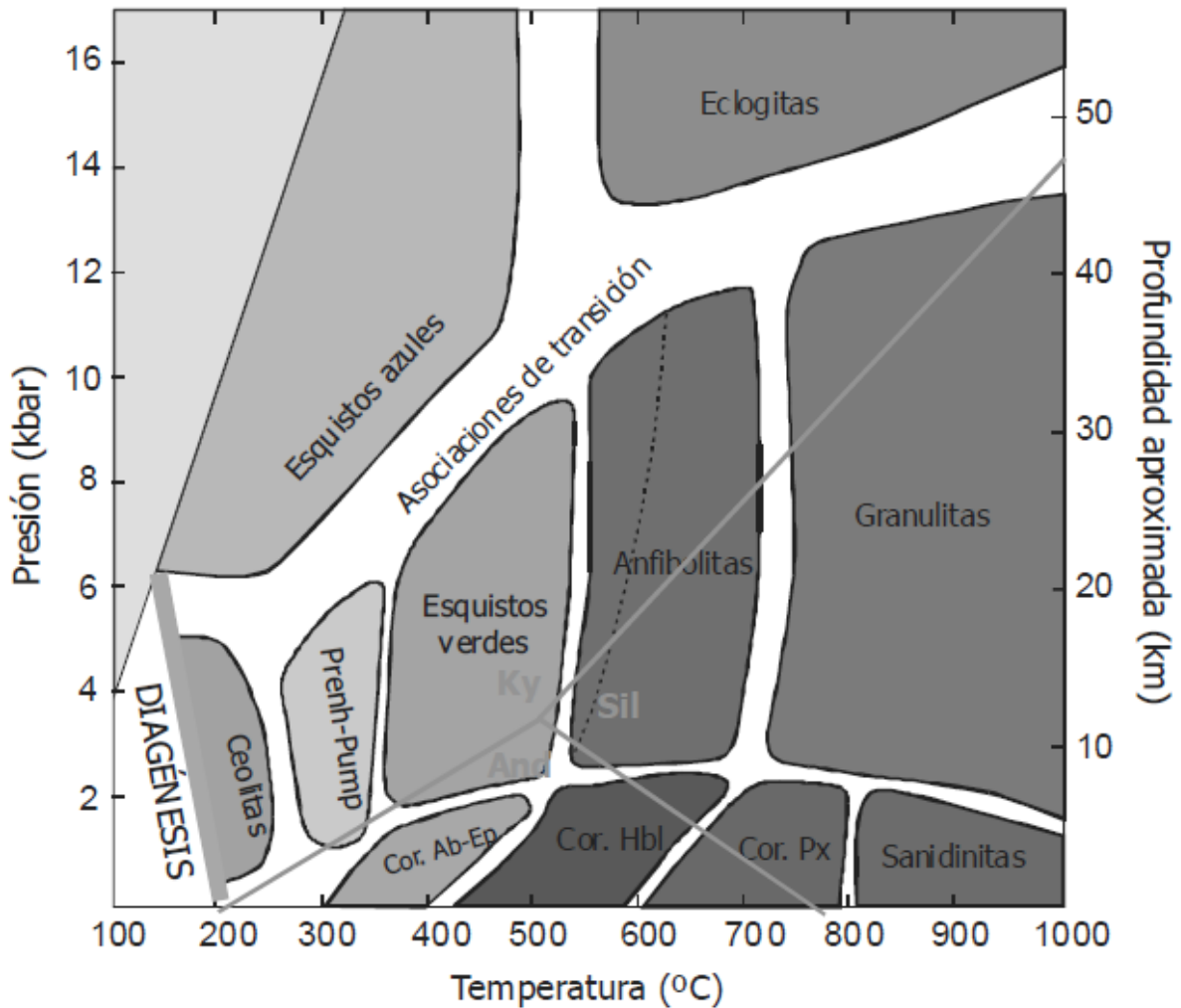


Figura 4.2: Clasificación de facies metamórficas según Yardley (1989), los nombres de estas se otorgan según el tipo de roca resultante del proceso de metamorfismo para las condiciones P-T características para rocas de composición máfica. Las temperaturas y presiones expuestas son una modificación posterior de esta, presentada por Gómez (2006, pág. 53).

Estas facies metamórficas pueden dividirse según las condiciones P-T que las caracterizan en cuatro grandes grupos, los cuales son: facies de bajo y muy bajo grado, facies de metamorfismo de contacto (alta T/baja P), facies de temperatura media/alta y presión moderada, y facies de muy alta presión. Además cada una de las facies ha sido ampliamente estudiada para rocas con diferentes composiciones y se han publicado asociaciones minerales características para ellas.

En este trabajo se pondrá mayor énfasis a las facies correspondientes a la serie de temperatura media/alta y presión moderada, estas se encuentran presentes como los productos principales del metamorfismo en zonas orogénicas, tal y como es el margen chileno. Las facies correspondientes a esta serie son definidas a continuación.

Las siguientes definiciones han sido tomadas de Bucher (2011, pág 126-129)

Facies de esquistos verdes: Esta facies cubre los rangos de temperatura entre los 300°C y los 500°C, aunque a los 450°C ya se observa el comienzo de una transformación gradual entre rocas en facies de esquistos verdes y rocas en la facies de anfibolita, a este rango de temperatura se le suele llamar facies de epidota-anfibolita por la mineralogía presente en las rocas de composición básica o simplemente facies transicional.

La asociación mineral presente para rocas de composición básica es de actinolita + clorita + epidota + albita ± cuarzo, los tres primeros minerales mencionados son los que otorgan el color verde característico de esta facies. Mientras que la asociación correspondiente a rocas de composición pelítica o samítica, desarrollaran moscovita + clorita + cloritoide + albita o moscovita + actinolita + clorita + albita respectivamente. Estos minerales pueden variar levemente dependiendo de la composición total de la roca, especialmente la presencia de cloritoide, el cual está directamente relacionado a la cantidad de Al presente en la roca metamorfizada.

Facies de anfibolita: Esta facies está definida por la asociación mineral que se presenta para metabasaltos es decir: plagioclasa (oligoclasa – andesina) + hornblenda ± cuarzo. Otros minerales como epidota, granate o clinopiroxeno también pueden estar presentes, estos últimos dos bajo condiciones de presión relativamente alta y temperaturas cercanas a la correspondiente para facies de granulitas.

Facies de granulitas: La asociación mineral que define esta facies en metabasaltos, está dada por clinopiroxeno + plagioclasa ± cuarzo ± ortopiroxeno. Esta facies no está estrictamente definida, puesto que la hornblenda e incluso la biotita, minerales característicos de facies de menor grado metamórfico son muy resistentes a las altas temperaturas, apareciendo en todo el espectro asignado a granulitas. Por otro lado el ortopiroxeno que podría ser indicativo, solo aparece en metabasaltos metamorfizados en la zona de menor presión de la facies granulita, y la asociación ortopiroxeno + plagioclasa es reemplazada por clinopiroxeno + granate para los casos de mayor presión; minerales que también se encuentran presentes en la facies anfibolita.

La **Tabla 1** muestra un ejemplo de lo variada que cada una de estas facies puede ser dependiendo de las condiciones P-T y la composición de la roca.

Tabla 1: Facies metamórficas: asociaciones y sub-asociaciones minerales diagnósticas en rocas máficas y cuarzo-pelíticas. AP: Alta presión, BP: Baja presión. (Extracto tomado de Torres, 2004, pág 13)

Facies		Rocas máficas	Metapelitas
Esquistos verdes	AP	Act + Ep ± Ab ± Chl ± Stp (zona de menor temperatura)	Chl + Ms + Ab (zona de baja temperatura)
			Chl + Ms + Bt + Ab
		Hbl ± Act + Ab + Chl + Ep ± Grt (zona de mayor temperatura)	Cld, Pg + Ms + Ab
			Grt + Chl + Ms + Bt + Ab (zona de mayor temperatura)
	BP	Ab + Ep + Act + Chl	Ms + Bt + Chl
Act + Olg			
Anfibolitas	AP	Hbl + Pl ± Ep ± Grt	St, Ky o Sil + Ms (zona de menor temperatura)
			Sil + Kfs ± Ms + Crd o Grt
			Sil + Grt + Crd (Kfs ausente)
	BP	Hbl + Pl ± Cum	Crd + Chl + Bt + Ms
			And + Bt + Ms
Crd + And + Ms (zona de mayor temperatura)			
Granulitas	AP	Grt + Cpx + Qtz + Pl ± Hbl	Ky + Kfs
		Grt + Cpx + Opx + Pl ± Hbl	Crd + Grt + Kfs ± Sil ± Hyp
			Hyp, Spr + Qtz (alta temperatura)
	BP	Cpx + Opx + Pl ± Ol ± Hbl	Crd + And + Kfs + Hyp
			Crn + Mag + An, vidrio (Qtz ausente; alta temperatura)

Actinolita (Act), hornblenda (Hbl), epidota (Ep), albita (Ab), clorita (Chl), stilplomelano (Stp), granate (Grt), oligoclasa (Olg), moscovita (Ms), biotita (Bt), cloritoide (Cld), paragonita (Pg), estauroлита (St), sillimanita (Sil), distena (Ky), feldespato potásico (Kfs), cordierita (Crd), olivino (Ol), safirina (Spr), hiperstena (Hyp), corindón (Crn), magnetita (Mag), anortita (An).

4.2. Resultados petrografía

En este capítulo se entrega la información petrográfica obtenida de los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, a partir de la observación y descripción tanto de los afloramientos, como de muestras de mano y corte transparente.

Este mismo será dividido en dos partes, para mostrar de manera diferenciada los resultados obtenidos para cada una de las unidades en estudio.

En la Figura 4.3 se observa la ubicación geográfica de las dos unidades en estudio, y en la Figura 4.4 y Figura 4.5 se muestra un esquema simple de estas.

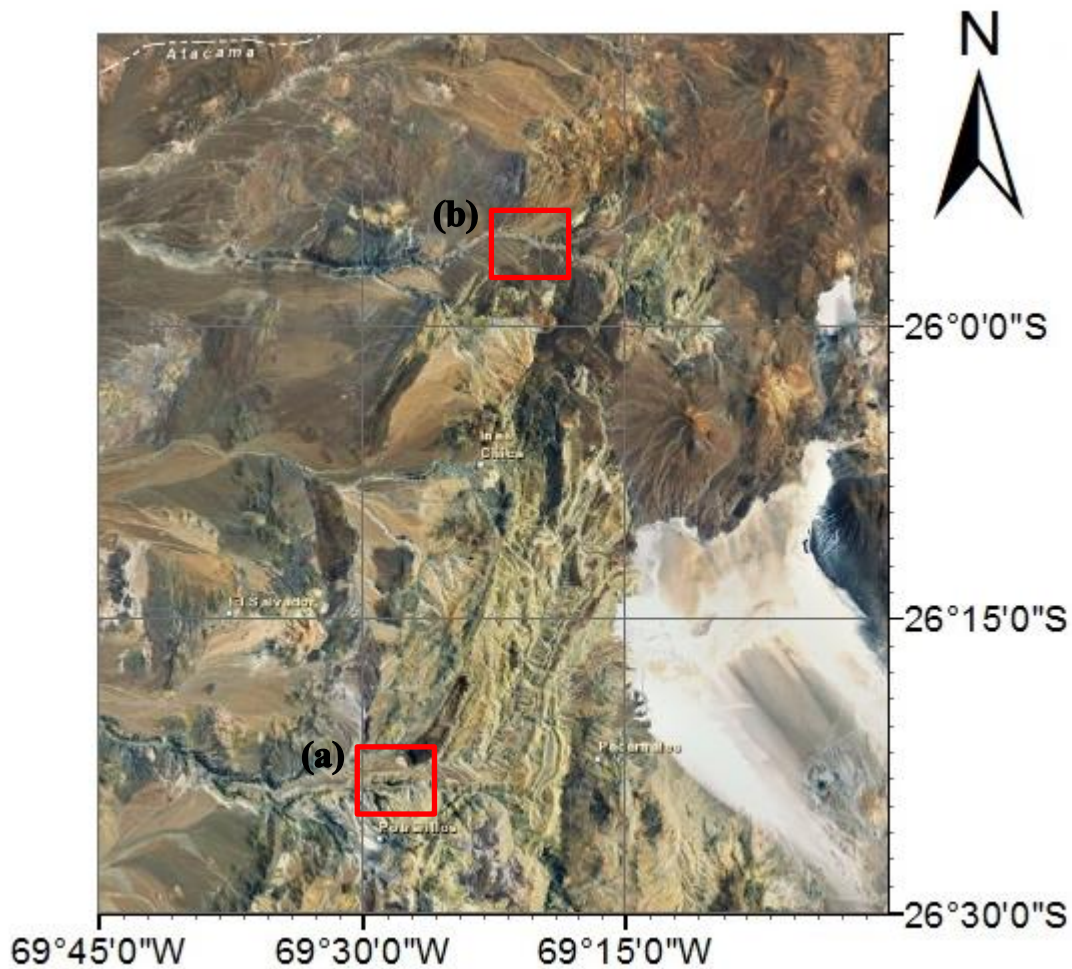


Figura 4.3: Ubicación de los Esquistos el Jardín, (a), y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, (b).

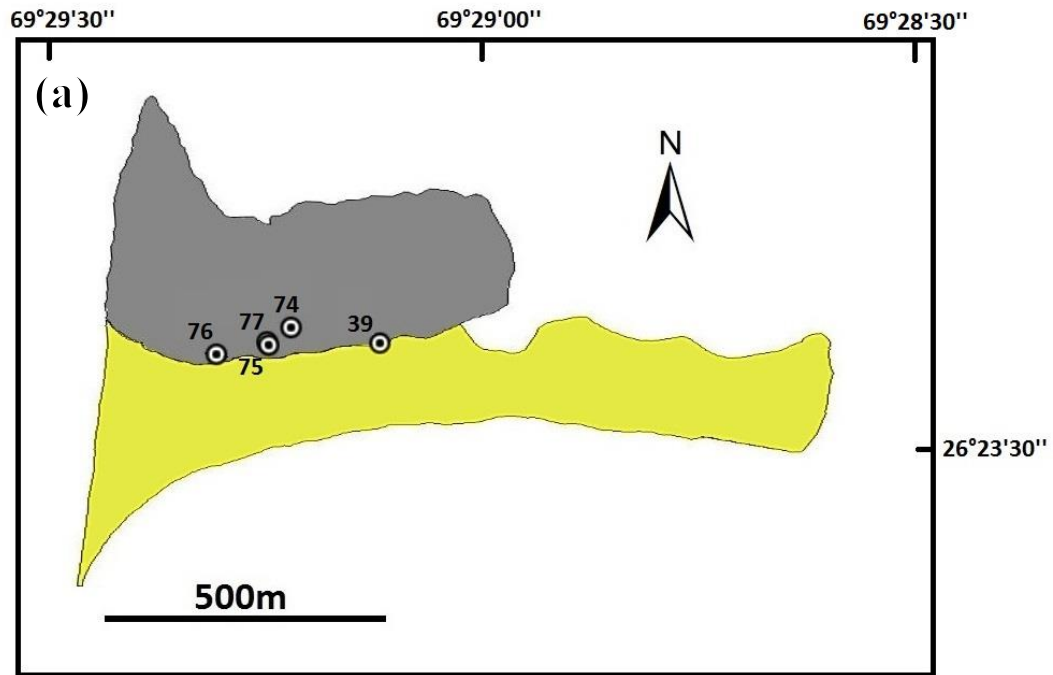


Figura 4.4: Esquema fotointerpretado de los Esquistos El Jardín (gris), y los depósitos de thalweg de la Quebrada Asientos (amarillo). En imagen los puntos representan donde se obtuvieron las muestras 'CHY-' correspondientes. Ubicación en Figura 4.3.

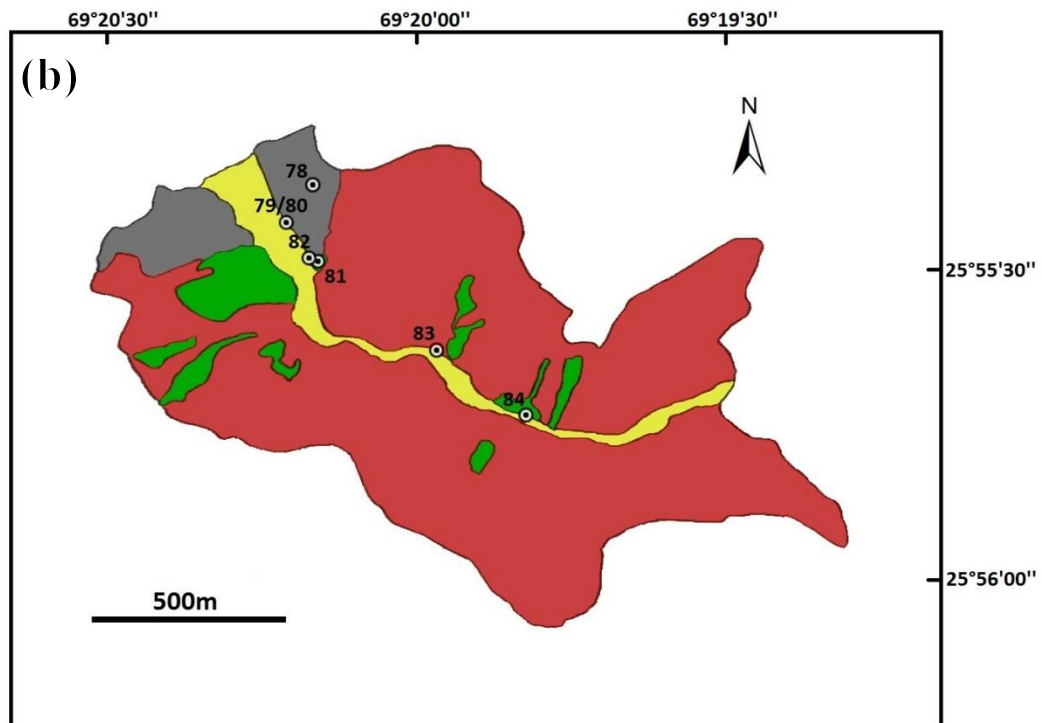


Figura 4.5: Esquema fotointerpretado del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo. En gris, esquistos grises; verde, esquistos verdes; rojo, rocas intrusivas cataclásticas; amarillo, depósitos de thalweg de la Quebrada del Carrizo. En imagen los puntos representan donde se obtuvo cada muestra 'CHY-'. Ubicación en Figura 4.3.

4.2.1. Petrografía de los Esquistos El Jardín e intrusivos del sector

Rocas intrusivas

A este grupo pertenecen las muestras CHY-19A y CHY-74.

La muestra CHY-19A (Figura 4.6) corresponde a una tonalita con hornblenda y biotita de grano grueso que alcanza tamaños mayores a 2mm de largo. Estos se encuentran fuertemente alterados a clorita, especialmente la biotita (ver anexo A).

La muestra CHY-74 (Figura 4.6) corresponde a un granito que muestra evidencias de deformación frágil, microfracturas en cristales de cuarzo y plagioclasas con macla en cuña; y deformación dúctil, plagioclasas dobladas. El mineral máfico dominante es la biotita, la que se encuentra en gran parte reemplazada por clorita.

Comparando las descripciones hechas para este trabajo, con las realizadas por Cornejo et al. (1993) y Tomlinson et al. (1999), se infiere que las rocas descritas se corresponden con las descritas por estos dos autores, específicamente la CHY-19A con las PzC6 y Pzgc6, nombrada por los autores como tonalita foliada de hornblenda, y la CHY-74 con las PzC2 y Pzgc2, nombrada como granito de moscovita leucocrático, aunque para la muestra CHY-19A no fue descrita moscovita ni mica blanca en este trabajo.

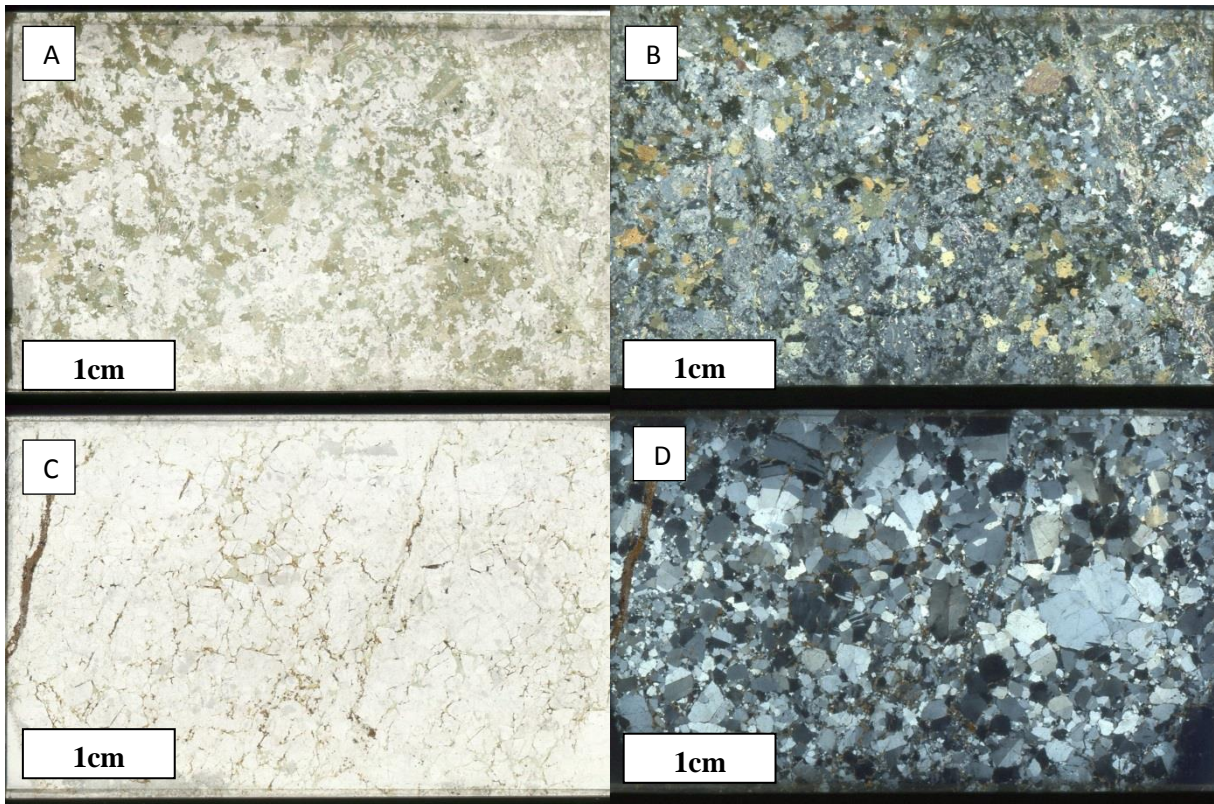


Figura 4.6: Lámina delgada de muestras CHY-19A, A y B; CHY-74, C y D. Escaneadas bajo luz polarizada analizada (izquierda) y luz polarizada no analizada (derecha).

Esquistos El Jardín

Las rocas metamórficas son principalmente esquistos de color gris, una primera foliación es en dirección NW variando entre N15W a N40W, con variaciones NE puntuales producto de la deformación causada por la intrusión de cuerpos graníticos en charnelas de pliegue. Sobreimpuesta a la primera foliación se observa otra que provoca pliegues asimétricos con eje en dirección semiperpendicular y clivaje de crenulación marcado con baja longitud de onda, la cual no es superior a los 3cm. (Figura 4.7).

Existe una heterogeneidad en el tamaño de grano y su composición a través del afloramiento, observándose capas con material más grueso, principalmente cuarzo, y zonas con material más fino y disgregable, con menos porcentaje de cuarzo y mayor porcentaje de micas, las que por sus propiedades intrínsecas hacen que la roca sea más frágil, además de meteorizarse más rápidamente, causando el mismo efecto (Figura 4.7).



Figura 4.7: Fotografía de los Esquistos El Jardín. A la izquierda esquistos con clivaje de crenulación, a la derecha capas heterogéneas con respecto a su contenido mineral.

A este grupo pertenecen las muestras CHY-19, CHY-39 y CHY-75 a 77 (ver anexo), estas rocas son principalmente esquistos de cuarzo – albita - mica blanca, este último mineral presenta una abundancia variable, la cual en las muestras descritas va desde un 5 hasta un 55%.

Las muestras presentan principalmente textura granoblástica y lepidoblástica, y su predominancia está relacionada de manera directa con la proporción entre micas y cuarzo en la muestra. Como textura secundaria se observa la poiquiloblástica, con albita como el cristal de mayor tamaño que se encuentra incluyendo cristales menores de cuarzo, albita y micas. Las albitas también muestran inclusiones carbonosas que podrían indicar como fue el proceso de formación durante el metamorfismo.

Los minerales principales presentes en los Esquistos El Jardín producto del metamorfismo prógrado son: cuarzo, mica blanca, albita y clorita. El cuarzo se encuentra como un agregado cristalino distribuido en bandas intercaladas con bandas de mica blanca. Los poiquiloblastos de albita, muchas veces son los cristales de mayor tamaño por muestra y están inmersos entre las

bandas de mica deformados mostrando un crecimiento contemporáneo a un proceso de metamorfismo provocado por estrés diferencial. En algunas muestras, como la CHY-76, se observa clorita y minerales opacos ambos en contacto y con hábito similar al de la biotita, lo que puede deberse a un reemplazo de esta.

Vetillas de calcita son probablemente producto de circulación de fluidos hidrotermales posterior a la exhumación de los esquistos y minerales opacos serían producto de materia orgánica presente en el protolito.

4.2.2. Petrografía del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo

Rocas intrusivas

En la zona de la Quebrada del Carrizo, se observó un intrusivo de color anaranjado a lo largo de ambos flancos de la quebrada, con lentes de esquisto color verde-azul (CHY-84, Figura 4.8), su extensión a lo largo de la quebrada es de alrededor de 1 km.

En la Hoja Exploradora, Cornejo et al. (2009) describen los intrusivos pertenecientes al Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo como granitoides cataclásticos con recristalización de moscovita a partir de biotita y/o moscovita primaria. Esta descripción coincide en parte con la realizada para la muestra CHY-83, la cual fue descrita como perteneciente a un granito en parte recristalizado a una masa de cuarzo-feldespato, con crecimiento de mica blanca, ambos de grano fino y cloritización de los minerales máficos, principalmente biotita (ver anexo).

También se observan estructuras propias de deformación en un ambiente de carácter frágil, probablemente asociadas al desplazamiento provocado por la Falla Sierra Castillo, como maclas en cuña en plagioclasas.

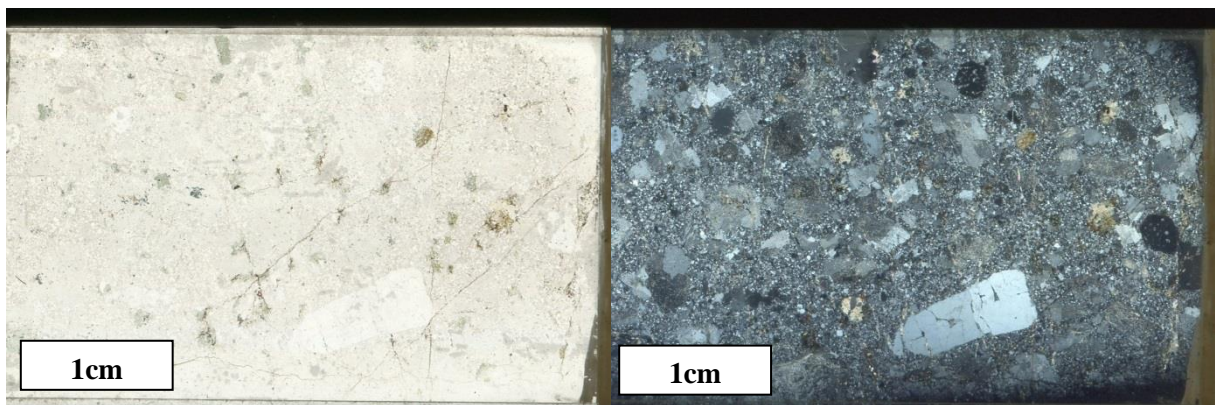


Figura 4.8: Lámina delgada de granito de anfibola (muestra CHY-83). Escaneada bajo luz polarizada analizada (izquierda) y luz polarizada no analizada (derecha).

Esquistos grises y verdes

Las rocas metamórficas presentes en la Quebrada del Carrizo se observan en ambos flancos de la quebrada y se pueden separar en dos grupos, las grises (muestras CHY-78 y CHY-84), que se encuentran en la parte más occidental de la quebrada y las verde-azul (muestras CHY-79 a

CHY-82), que se ven como lentes dentro del intrusivo descrito en el punto anterior. Estos dos grupos corresponden a esquistos micáceos o de anfíbola.

La dirección principal de la esquistosidad es NE, variando desde N35E a N70E en las partes más plegadas y sobreimpuesta se observa nuevas etapas de deformación que provocan pliegues asimétricos y crenulación, con ejes subparalelos a la foliación principal.

Descripciones petrográficas en lámina delgada de los cortes obtenidos para estas rocas sugieren dos asociaciones minerales de diferente naturaleza, siendo para los esquistos grises de cuarzo + albita + mica blanca \pm clorita y para los esquistos verdes de actinolita + albita + clorita \pm epidota \pm titanita \pm cuarzo.

Las dos muestras de esquistos verdes presentan características diferentes, la CHY-78 muestra un bajo contenido de cristales de albita en relación a una matriz lepidoblastica de clorita y carbonatos; mientras la CHY-84, muestra sacada de los lentes de esquistos verdes en los intrusivos de la zona, presenta un alto porcentaje de porfidoblastos de albita en una matriz nematoblástica de actinolita.

Las muestras pertenecientes a los esquistos grises presentan porcentajes de cuarzo entre un 40% hasta un 90%; micas, entre un 10% y un 30%; y porfidoblastos de albita que incluyen cristales de menor tamaño de albita, cuarzo y micas, con un porcentaje que varía entre 10% y 40%; la clorita se encuentra en porcentajes no mayores al 10%, generalmente relacionada a la mica blanca.

4.3. Protolito

En el caso los Esquistos El Jardín se puede inferir un protolito de tipo sedimentario para todas las muestras tomadas. Este resultado se obtiene basándose en la mineralogía, característica de rocas con protolito sedimentario pelítico y los resultados de las mediciones en circones probablemente detríticos que dieron edades ampliamente variables para la muestra CHY-39 y CHY-19 (resultados detallados en capítulo 5). Además las imágenes de catodoluminiscencia de los circones muestran formas variadas, de redondeados a subhedrales, además de distintas clases de zonaciones, lo que apoya la hipótesis de que estos son de carácter detrítico, es decir, fueron obtenidos de una roca de protolito sedimentario.

Las observaciones hechas en terreno muestran intercalaciones de capas con distintas características macroscópicas, como resistencia a la meteorización y distintos tamaños de grano, estas también se ven reflejadas en la observación al microscopio óptico, las capas más resistentes y de mayor tamaño de grano contienen una mayor cantidad de cuarzo el cual se presenta como un agregado granoblástico, mientras que las capas menos resistentes y de grano fino contienen mayores cantidades de micas. Esta diferencia puede ser provocada ya sea por características relacionadas directamente al protolito, como lo son el tamaño de grano o la composición química, o bien por segregaciones propias del proceso de metamorfismo durante la formación de los esquistos, puesto que las capas mencionadas coinciden con el primer evento de deformación descrito.

En el caso del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo la información con la que se cuenta se limita a las observaciones realizadas en terreno y lo descrito mediante microscopía óptica. La mineralogía descrita para los esquistos en ambas zonas es muy parecida, al igual que las características a escala macroscópica observadas en terreno, por lo que se infiere que estas rocas tienen un origen similar, es decir, su protolito es del tipo sedimentario. Los esquistos verdes por su parte, presentan una mineralogía propia de metamorfismo en rocas básicas, la diferencia en las texturas y contenido mineral que se encontraron entre estos esquistos puede deberse a una diferencia en el grado metamórfico, que pudo haber sido causado por la ubicación dentro y fuera del intrusivo cataclástico, o por diferencias en el protolito. Dentro de los posibles protolitos se encuentran rocas básicas como lavas máficas, por ejemplo corteza oceánica, diques máficos para los esquistos dentro del intrusivo o margas ricas en magnesio, puesto que el color de interferencia observado en la clorita es común entre las cloritas más magnésicas, lo que se ve reforzado por el alto contenido de carbonatos presentes en la matriz.

4.4. Condiciones del metamorfismo

Las rocas descritas en ambos afloramientos presentan la asociación mineral que se muestra en la Tabla 2.

Los esquistos pelíticos muestreados en ambos afloramientos, presentan una asociación mineral característica de facies de esquistos verdes, la completa ausencia de biotita da un tope en la temperatura máxima que los esquistos pudieron alcanzar, la cual no superaría los 400°C. Así como la clorita indicaría temperaturas que pueden variar entre los 350-450°C (Winter, 2001, pág. 564). Es importante destacar que existe evidencia que podría indicar la presencia de biotita en algún momento de la historia de los esquistos, siendo el límite de 400°C solo una sugerencia y no un dato definitivo.

Tabla 2: Asociación mineral de mayor grado metamórfico.

Zona	Roca	Asociación mineral
Quebrada Asientos	esquisto pelítico	Qtz±Ab±Mb±Chl
Quebrada del Carrizo	esquisto pelítico	Qtz±Ab±Mb±Chl
Quebrada del Carrizo	esquisto verde	Act±Ab±Chl±Ttn±Ep±Qtz

Nota: Qtz=cuarzo, Ab=albita, Mb=mica blanca, Chl=clorita, Hbn=hornblenda, Act=actinolita, Ttn=titanita, Ep= Epidota

La asociación mineral descrita para los esquistos verdes de Quebrada del Carrizo es de actinolita + albita ± clorita ± titanita ± epidota ± cuarzo y corresponde a la facies de esquistos verdes, la cual representa temperaturas bajo los 450°C punto en el cual comienza a desarrollarse la hornblenda.

La presencia de albita en los esquistos pelíticos sería un indicador de mayor presión durante el metamorfismo (Torres, 2004, pág. 13), mientras que para estas mismas condiciones los esquistos verdes bajo presentan una asociación mineral característica de actinolita + epidota ±

albita ± clorita ± estilpnomelano, muy similar a lo encontrado en las rocas en estudio en el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, lo que ayuda a corroborar que esta unidad representa las misma temperatura de metamorfismo para todos sus componentes.

Una forma de estimar la presión a la cual estuvieron sometidas las rocas en estudio es calcularla asumiendo un gradiente geotermal fijo. En este caso, por tratarse de una zona de subducción se utilizó un gradiente de alrededor de 15°C/km, de esta manera los 350°C se alcanzarían a una profundidad de entre 23 km a 26 km, es decir una presión entre los 7 y 9 kbar. Estas características no concuerdan plenamente con las estimadas para la facies de esquistos verdes, por lo que se puede asumir que el gradiente geotermal durante el periodo de metamorfismo de los esquistos es mayor.

5. GEOCRONOLOGÍA

5.1. Análisis de geocronología U-Pb en circones detríticos

La separación de circones fue hecha mediante el proceso regular ocupado en el laboratorio de separación de minerales pesados del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, es decir, reducción de la roca hasta 250 µm mediante el chancador de mandíbula, posteriormente el molino de disco y finalmente tamizado para obtener la porción fina. Esta porción es separada en una mesa Gémini, donde se concentran los mineral pesados, los cuales son secados en una lámpara infrarroja a ~60°C, ya seca se separa según propiedades magnéticas, con el separador magnético a 1.7A; para a continuación separarlas por densidad con bromoformo y yoduro de metileno, para finalmente separar los circones mediante lupa binocular.

La datación de los circones detríticos separados fue realizada en el laboratorio del Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo, Brasil. Para la muestra CHY-19 el método de datación usado fue SHRIMP II, mientras que para la muestra CHY-39 fue utilizado LA-MC-ICP-MS.

5.1.1. Método Analítico LA-MC-ICP-MS

Los análisis U-Pb fueron llevados a cabo mediante el método LA-MC-ICP-MS, usando el Finnigan Neptune acoplado a un sistema de ablación laser excimer ArF ($\lambda = 193$ nm) en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo. Los montajes con las muestras fueron limpiados con HNO₃ al 3% y en agua ultralimpia. La ablación fue hecha con diámetro del punto de 29 µm a una frecuencia de 6 Hz e intensidad de 6mJ. El material de ablación fue retirado por Ar (~0.7L/min) y He (~0.6 L/min) en análisis de 60 ciclos de 1 s. La secuencia de medición entre estándar, blancos e incognitos fue: 2 blancos, 3 estandar, 13 incognitos, 2 blancos y 2 estandar. Correcciones fueron hechas para desplazamiento de la polarización y Pb común.

5.1.2. Método Analítico SHRIMP II

El análisis de U-Pb fue realizado utilizando un sensitive high resolution ion microprobe (SHRIMP II), se determinó la concordia respectiva para cada circón según los procedimientos dados por Williams (1998). Cada análisis consiste de 6 escaneos en el rango de masa, utilizando como referencia U-Pb el grano Temora, cada tres análisis de incógnitos.

Los diagramas de concordia (Tera and Wasserburg, 1972) y de probabilidad relativa y densidad de población, para los resultados de ambos métodos, han sido realizados utilizando ISOPLOT/EX. Para presentar los resultados correspondientes a este trabajo y otros a comparar, se usaron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en circones menores a 1 Ga y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en circones de más de 1 Ga, los circones con edades con discordancia mayor al 30% y mayor al 5% de discordancia inversa fueron excluidos, todo esto siguiendo el mismo criterio utilizado por Álvarez et al. (2011).

5.2. Resultados muestra CHY-19

La muestra CHY-19 corresponde a un esquisto de cuarzo – albita – clorita, con cuarzo, poiquiloblastos de albita y cantidades menores de mica blanca, opacos y calcita. Para esta muestra se hizo un total de 16 puntos en distintos circones, obteniéndose 10 datos que cumplen con los criterios ya establecidos. La Figura 5.1 muestra al diagrama de Concordia Tera-Wasserburg, donde se puede apreciar la relación entre las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

El diagrama de probabilidad relativa y densidad de población (Figura 5.2) muestra un pico importante alrededor de los 590 Ma, el pico más joven se presenta a los ~361 Ma y el más antiguo a los ~2.7 Ga, estos últimos están asociados a la aparición de circones individuales, por lo que no se consideran completamente representativos.

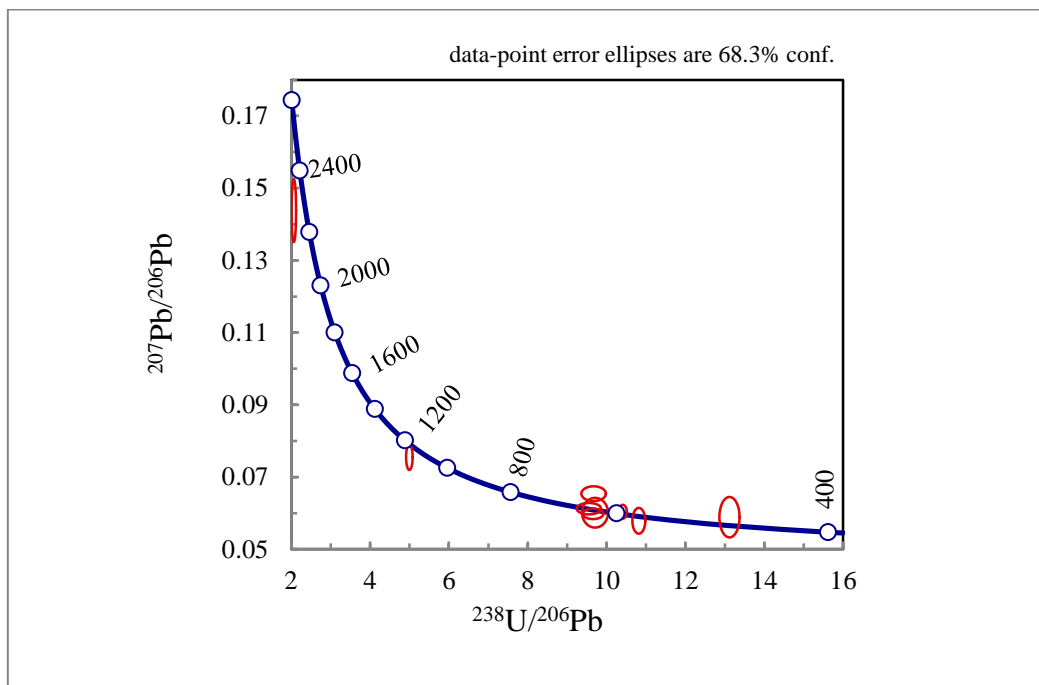


Figura 5.1: Diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Tera and Wasserburg, 1972) para edades en muestra CHY-19.

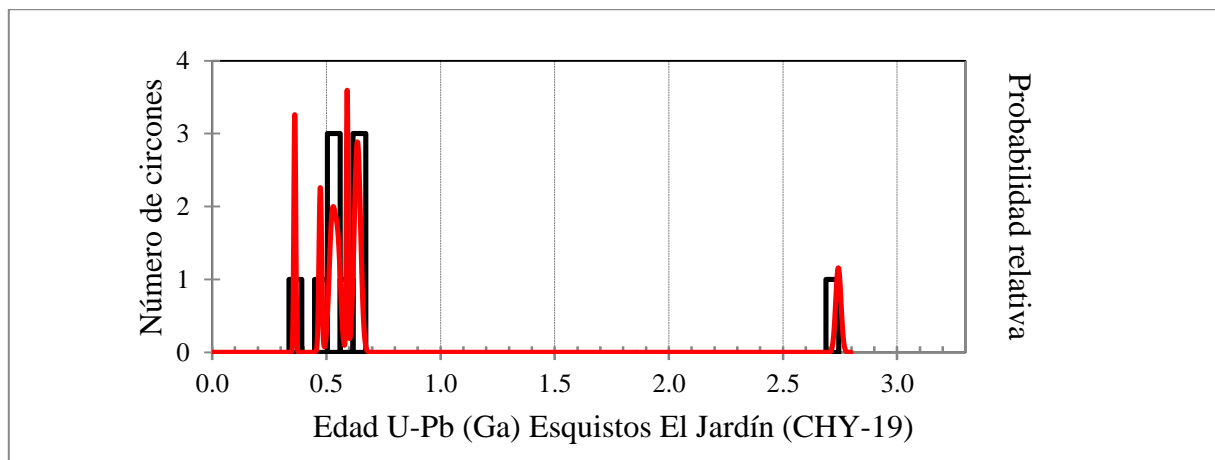


Figura 5.2: Probabilidad relativa y densidad de población para edades de circones en la muestra CHY-19.

5.3. Resultados muestra CHY-39

La muestra CHY-39 corresponde a un esquistos de albíta – cuarzo - mica blanca compuesto principalmente de bandas segregadas de cuarzo anhedral y bandas de mica blanca subhedral, más poiquiloblastos de albíta, también se puede observar cantidades menores de clorita y turmalina. Para esta muestra se hizo un total de 65 puntos en 63 circones, de los cuales son usados 56 para la confección de los gráficos.

El diagrama de concordia Tera-Wasserburg en la Figura 5.3 permite apreciar la relación entre las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, mostrando que las edades mayores a 600 Ma quedan a mayor distancia de la concordia que las menores.

Los gráficos de probabilidad relativa y densidad de población en la Figura 5.4 y este mismo para las edades entre los 0 y 1.0 Ga en la Figura 5.5, muestran el pico más importante a los ~399 Ma, el pico más joven se observa a los ~311 Ma y el más antiguo a los ~3.4 Ga, aunque este último es representado solo por un circón, por lo que no se considera un pico significativo. Picos significativos dentro del diagrama se encuentran por sobre los 1.0 Ga, a los ~476 Ma, ~530 Ma y ~628 Ma, representados por al menos 3 circones y ~780 Ma, ~ 836 Ma y ~ 953 Ma, representados por al menos 2 circones.

El origen de la zona analizada en cada circón puede ser estudiado mediante el uso de la razón Th/U, bordes de origen ígneo tendrán una razón $\text{Th}/\text{U} \geq 0.5$ (Hoskin y Schaltegger, 2003) y los de origen metamórfico una razón $\text{Th}/\text{U} < 0.07$ (Rubatto, 2002). La Figura 5.6, es una representación gráfica de esta razón para la muestra CHY-39 y CHY-19; donde se observa que existe un alto porcentaje de circones con bordes de origen ígneo, con un total de 29 por sobre la razón $\text{Th}/\text{U} = 0.5$ y solo 3 con razón $\text{Th}/\text{U} < 0.07$, de un total de 57 bordes de circón analizados en la muestra CHY-39, mientras que para la muestra CHY-19, 6 circones de un total de 10 son considerados ígneos y ninguno de origen claramente metamórfico. Esta interpretación deja un total de 29 circones entre ambas muestras sin un origen seguro del borde datado. El origen de los bordes en los circones restantes puede ser estudiado mediante el análisis de las texturas observadas en las imágenes de catodoluminiscencia de los circones.

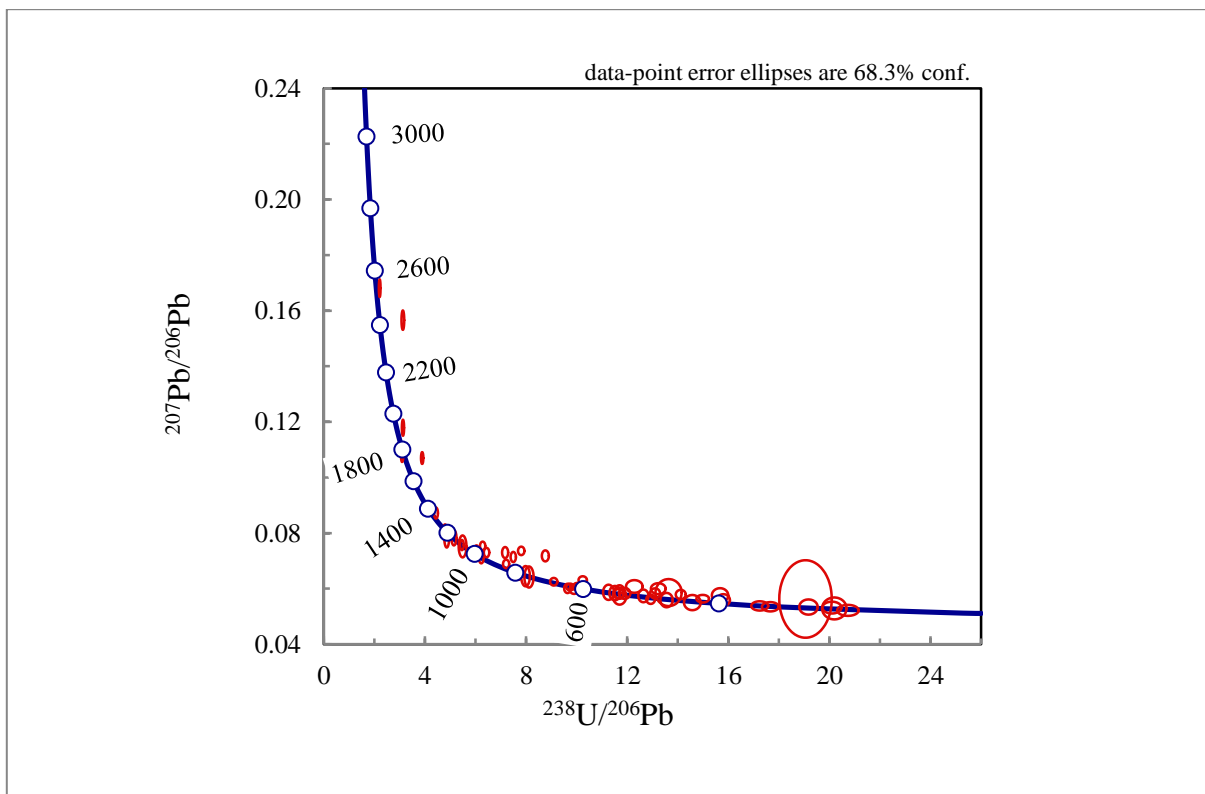


Figura 5.3: Diagrama de concordia Tera-Wasserburg (Tera and Wasserburg, 1972) para edades en muestra CHY-19

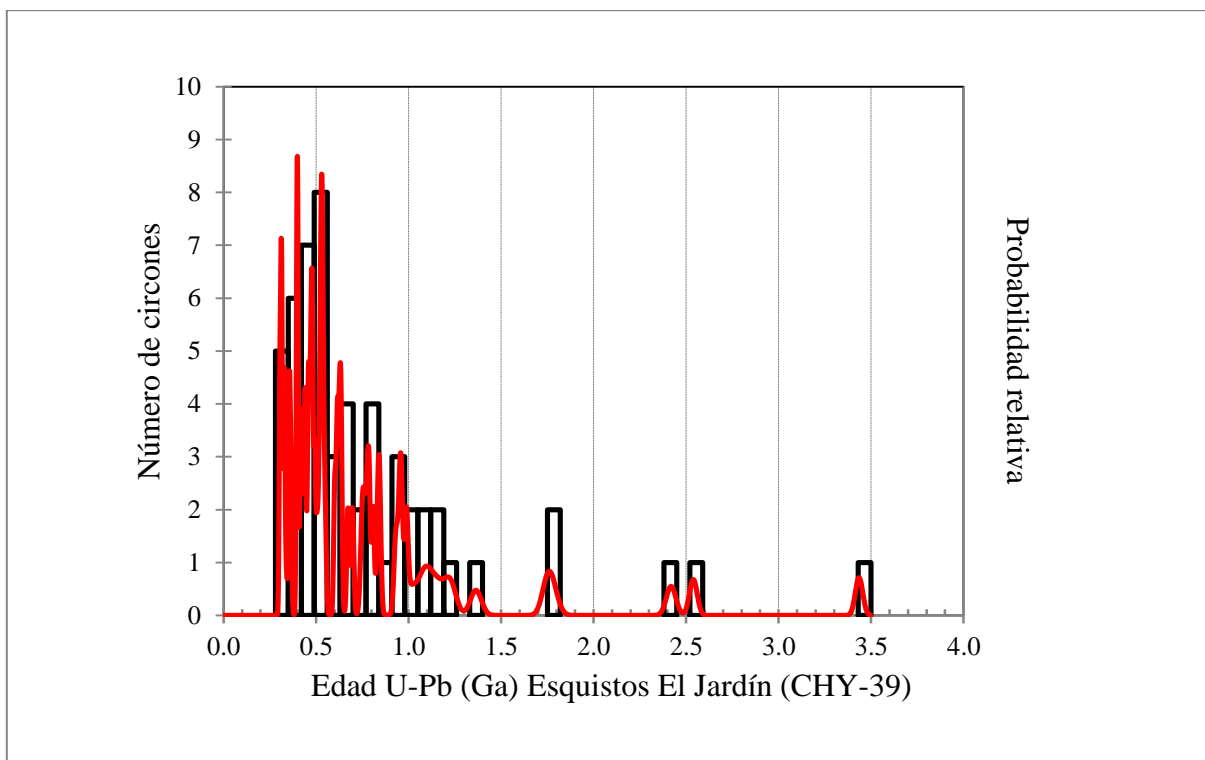


Figura 5.4: Probabilidad relativa y densidad de población para circones de la muestra CHY-39.

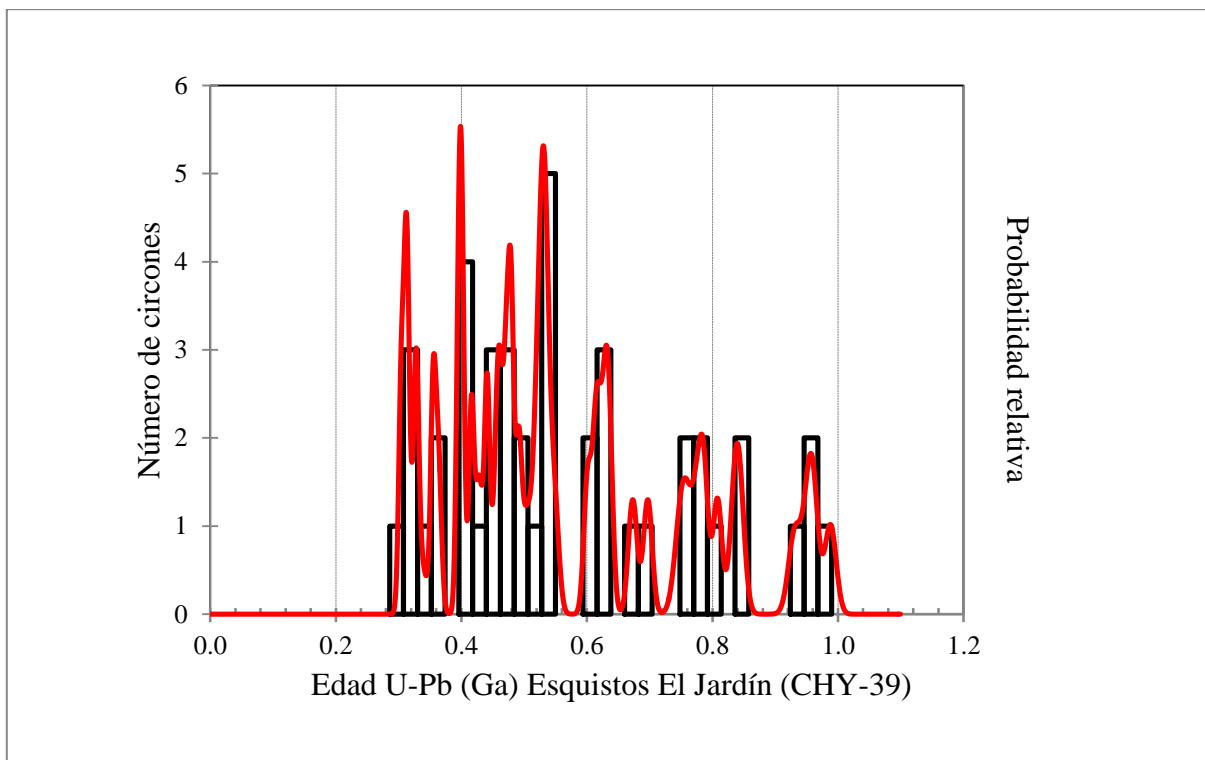


Figura 5.5: Probabilidad relativa y densidad de población para circones en de la muestra CHY-39 en el rango 0-1.0 Ga

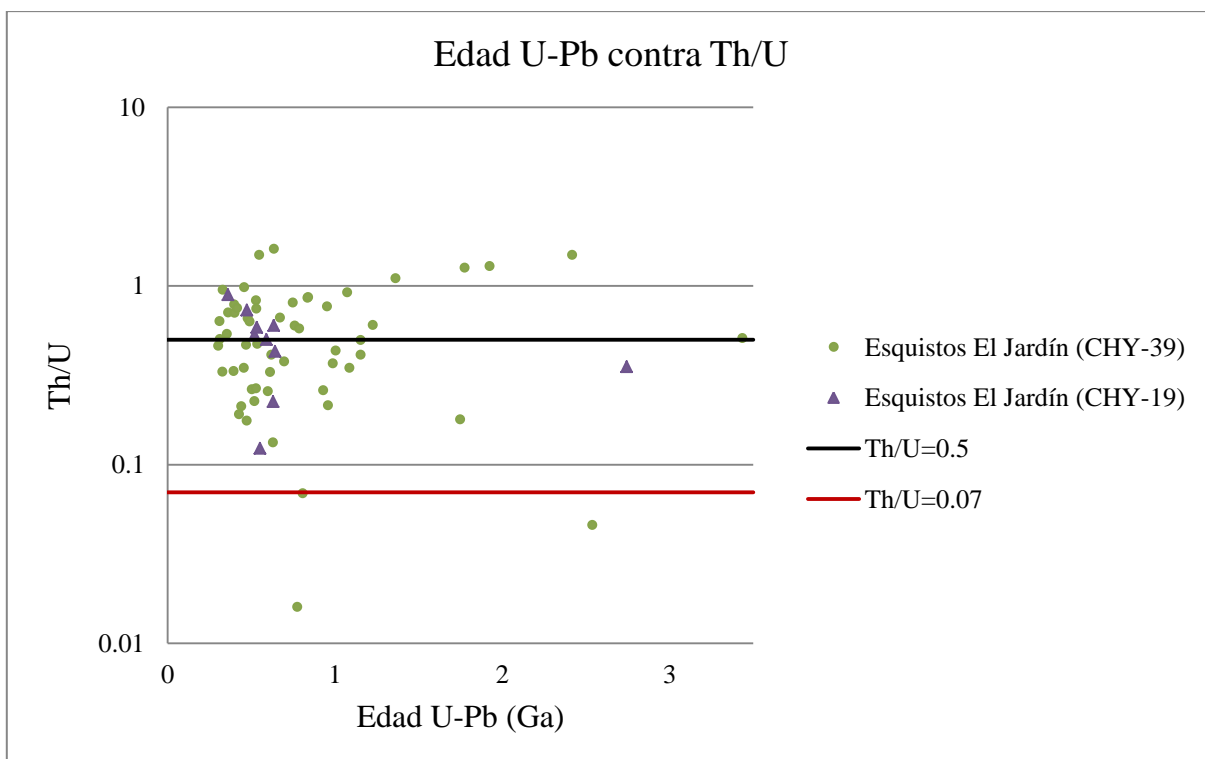


Figura 5.6: Razón Th/U contra edades U-Pb en muestra CHY-39 y CHY-19, Esquistos El Jardín. La línea negra muestra la razón Th/U=0.5 y la línea roja Th/U=0.07.

5.4. Comparación entre unidades del norte de Chile, los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo.

Los datos presentados para las muestras CHY-19 y CHY-39 fueron obtenidos mediante dos métodos de análisis distintos, SHRIMP II y LA-MC-ICP-MS, por lo que la comparación entre estos datos pierde cierto grado de validez. Los resultados muestran picos de edad dispares, el pico más importante en la primera se encuentra a los 590 Ma, mientras la otra presenta su pico más importante a los 399 Ma. En lo que respecta al pico más joven la comparación no otorga información relevante, puesto que en la muestra CHY-19 este está relacionado a un solo circón, restándole validez a la estadística.

La elección de las unidades a comparar con los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo se hizo mediante dos criterios principalmente, el primero, la ubicación de estas con respecto al margen SW de Sudamérica, y el segundo, la disponibilidad de información, particularmente estudios de edad de las unidades mediante el análisis de circones detríticos.

Formaciones tales como El Toco y Huentelauquén son constituidas por sedimento turbidítico, sin presencia de metamorfismo destacable; mientras Fm. Las Tórtolas tiene un protolito similar, pero presenta intercalaciones de basaltos alcalinos de afinidad de intraplaca y metamorfismo que alcanza hasta facies de esquistos verdes. Las características descritas para las formaciones mencionadas no se relacionan directamente con las unidades en estudio, siendo la Fm. Las Tórtolas la con mayor similitud, especialmente con el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, por el grado metamórfico alcanzado y la presencia de rocas básicas.

Otras unidades que cumplen con los criterios mencionados son el Complejo Metamórfico El Tránsito y El Complejo Metamórfico del Choapa, para los cuales se describieron protolitos del tipo sedimentarios, con sedimentos carbonáticos, pelíticos y lavas básicas. Estos complejos presentan un grado de metamorfismo bajo a medio, presentándose rocas en facies de esquistos verdes y anfíbolitas.

Álvarez et al. (2011) presenta edades (U-Pb, LA-ICP-MS) en circones detríticos para el Complejo Metamórfico El Tránsito y el Complejo Metamórfico del Choapa, cuyos diagrama de probabilidad relativa y densidad de población se observan en la Figura 5.7 junto con el mismo diagrama para los Esquistos El Jardín (muestra CHY-39). Comparando las gráficas se puede observar cierta similitud en el patrón de distribución de edades, mas los Esquistos El Jardín presentan un mayor porcentaje de circones entre los 300 y 550 Ma, lo que se traduce en una diferencia significativa entre los picos más importantes de los complejos contra los esquistos. Además, la diferencia entre el pico más joven en los Esquistos El Jardín y los complejos metamórficos es de entre 50 y 80 Ma aproximadamente.

Para el caso de la muestra CHY-19 (Figura 5.2), Esquistos El Jardín, el patrón de distribución de edades presenta gran similitud a lo observado en los complejos con el pico mayor a los ~590 Ma y el pico más joven a los ~360 Ma. Sin embargo la poca cantidad de circones de

esta muestra y la diferencia en los métodos de datación, disminuyen la validez que posee esta comparación

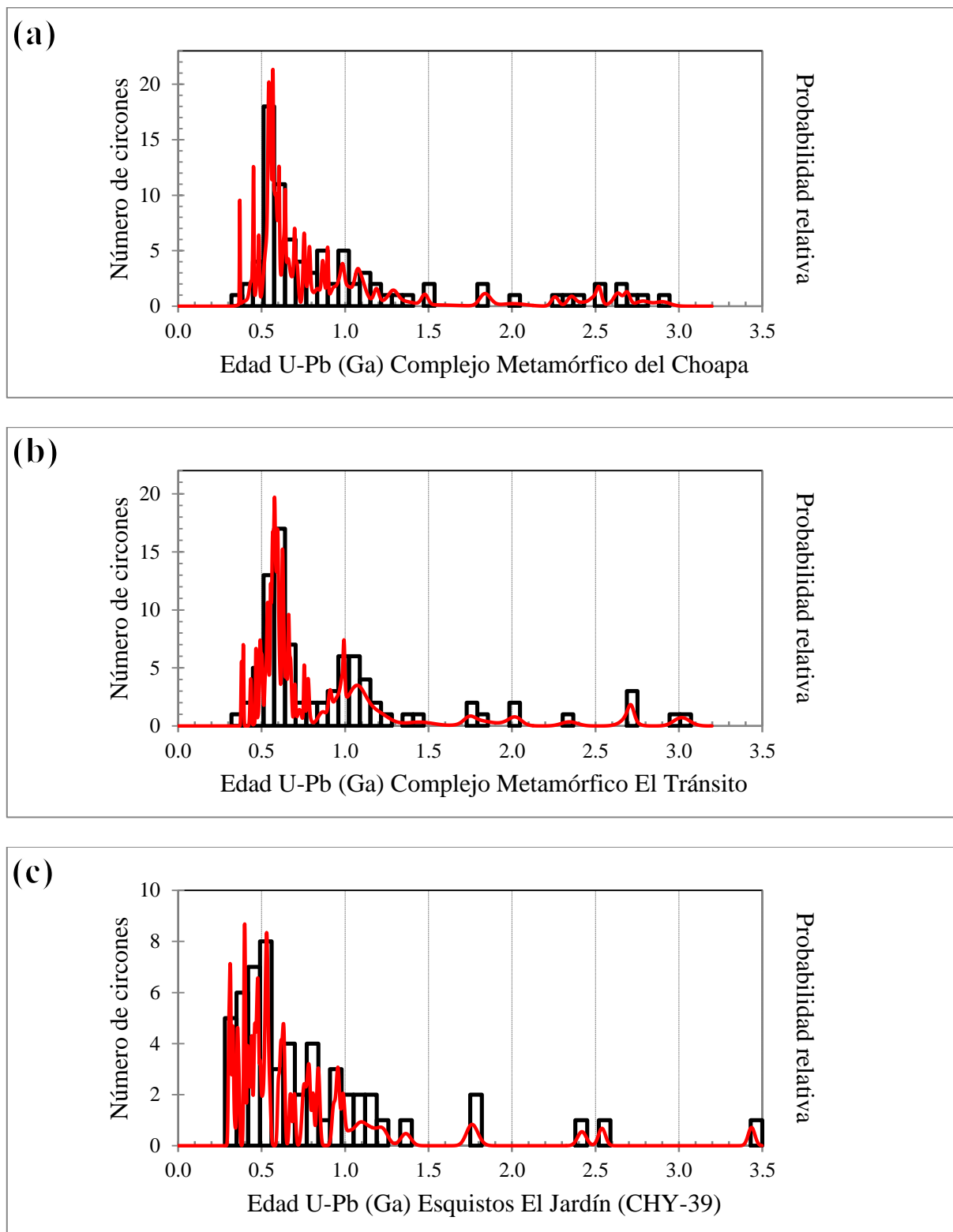


Figura 5.7: Probabilidad relativa y densidad de población para Complejo Metamórfico del Choapa (a), Complejo Metamórfico El Tránsito (b) (Álvarez et al., 2011) y Esquistos El Jardín.

Es también posible hacer una comparación con respecto al origen de los circones según el modelo de Hoskin y Schaltegger (2003) y lo descrito por Rubatto (2002), de donde se obtiene que la cantidad de circones de origen ígneo para la muestra CHY-39, es de 29/57 y metamórfico es de 3, para la muestra CHY-19 la cantidad es de 6/10 de origen ígneo y ninguno metamórfico, para el Complejo Metamórfico El Tránsito esta cantidad es de 29/88 y 7; y para el Complejo Metamórfico del Choapa, es de 31/82 y 7. Estos resultados se pueden observar de manera gráfica en la Figura 5.8.

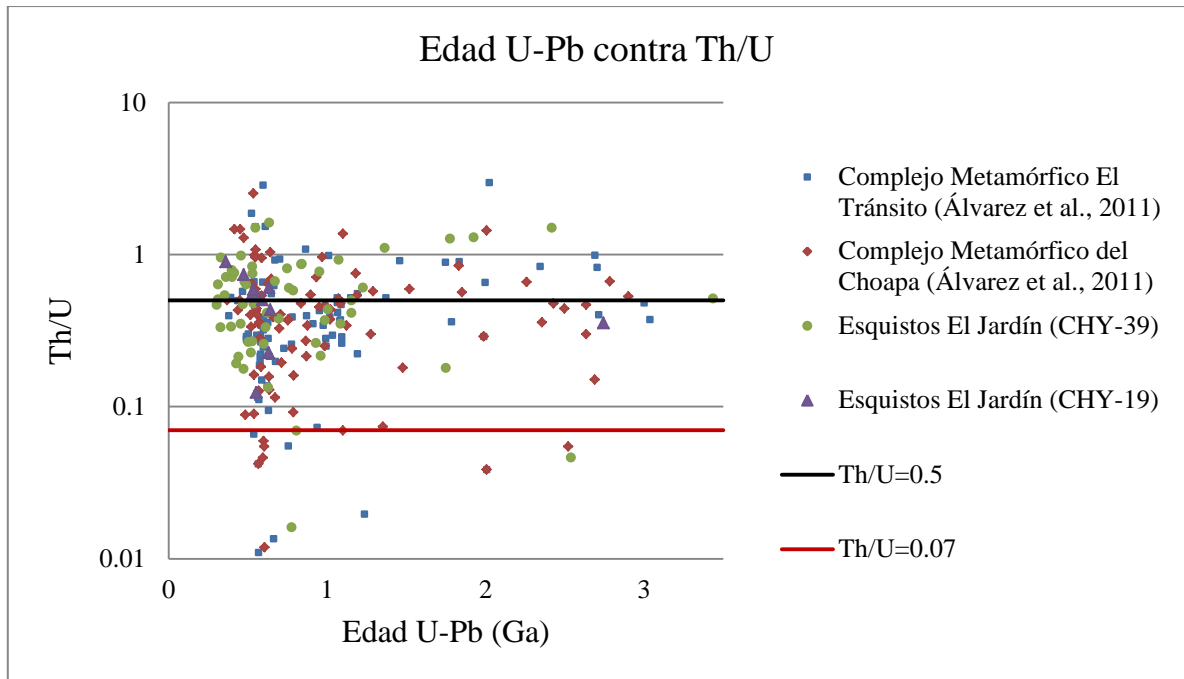


Figura 5.8: Razón Th/U contra edades U-Pb en muestra CHY-39, Esquistos El Jardín; muestra D07, Complejo Metamórfico El Tránsito; LC03, Complejo Metamórfico del Choapa (Álvarez et al., 2011). La línea negra muestra la razón Th/U=0.5 y la línea roja Th/U=0.07.

La otra comparación a realizar, es con las unidades estudiadas por Bahlburg et al. 2009, quien midió edades U-Pb (LA-ICP-MS) en circones detríticos para la Fm. El Toco, Fm. Las Tórtolas, Fm. Huentelauquen y el Complejo Metamórfico El Tránsito, entre otros.

Al observar los diagramas de probabilidad relativa construidos a partir de los datos de Bahlburg et al. (2009) mostrados en la Figura 5.9, se puede notar que la distribución de edades no guarda relación con lo observado para los Esquistos El Jardín, presentando mayormente uno o dos picos importante, siendo siempre el de mayor relevancia el asociado a las edades más jóvenes en la muestra, el cual para la Fm. Huentelauquén es de ~300 Ma, para la Fm. Las Tórtolas varía entre las dos muestras entre ~320 y ~465 Ma y para la Fm. El Toco es de ~450 a ~470 Ma.

Los datos presentados por Bahlburg et al. (2009) para el Complejo Metamórfico El Tránsito, varían con respecto a los presentados por Álvarez et al. (2011) mostrando un patrón de edades completamente distinto.

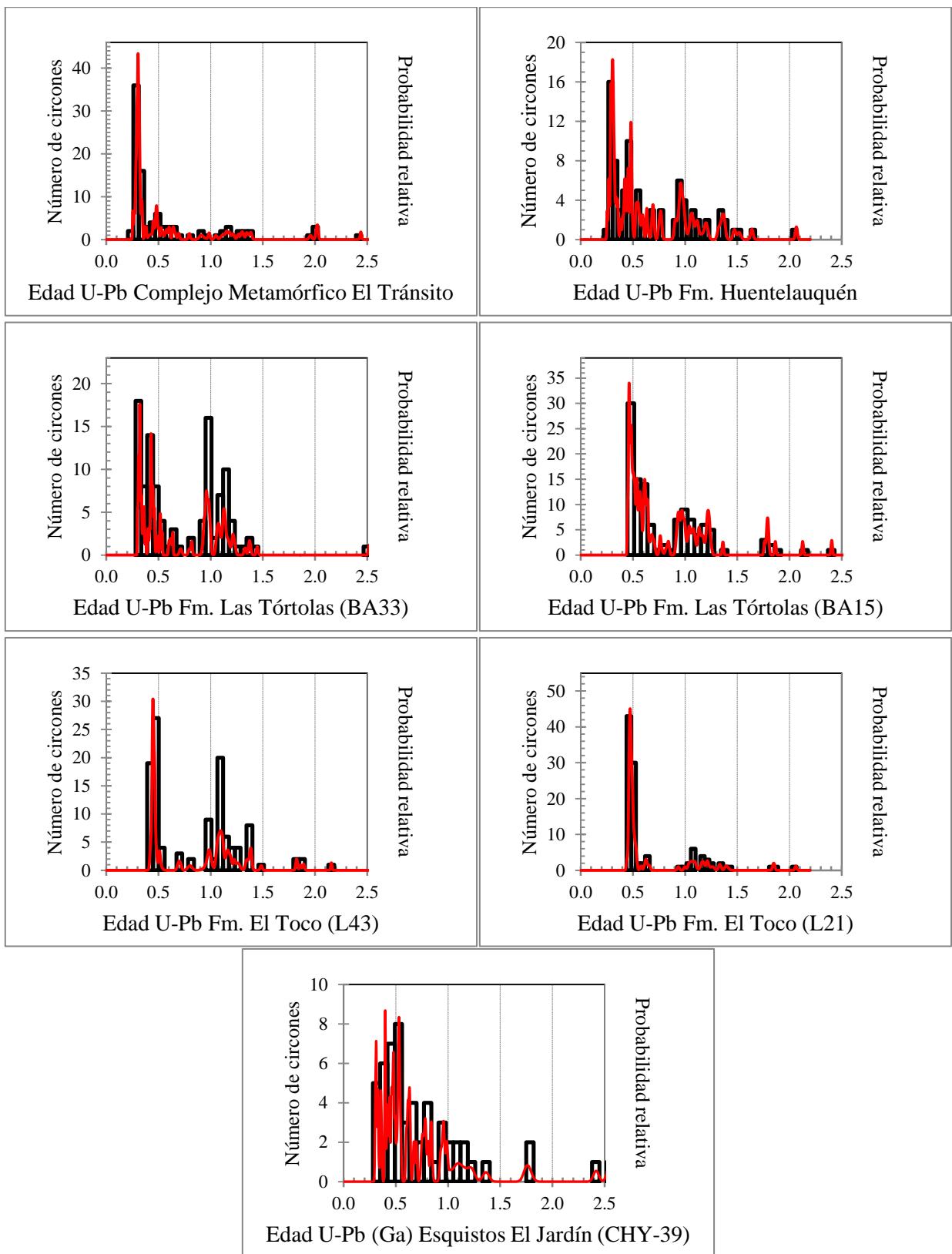


Figura 5.9: Diagramas de probabilidad relativa de edad U-Pb (Ma) para los datos pertenecientes a Bahlburg et al. (2009) y los Esquistos El Jardín (Ga).

Willner et al. (2008) por su parte, también presentó edades (U-Pb, LA-ICP-MS) en circones detríticos para el Complejo Metamórfico del Choapa, en ellas el pico más alto se presenta a los 333 Ma, los otros picos más relevantes se presentan a los 304 Ma, 547 Ma, 655 Ma y 1054 Ma, siendo el primero de estos el más joven presente en la muestra. Estos picos guardan estrecha relación con los observados en los Esquistos El Jardín (CHY-39), sin embargo no se observa un pico durante el Devónico Temprano, edad donde se observa el pico más alto en los esquistos.

6. DISCUSIÓN

6.1. Edad máxima de deposición y metamorfismo de los Esquistos El Jardín

La edad máxima de deposición para los Esquistos El Jardín se infiere a partir del grupo de circones más jóvenes encontrados las muestras CHY-19 y CHY-39, así se puede aumentar el grado de certeza de la afirmación hecha interpretando los datos obtenidos, al desestimar posibles errores asociados a mediciones en circones individuales. De esta manera la edad máxima de deposición se estima *ca.* 311 Ma, en el Pensilvánico Medio, edad correspondiente al pico de edades más jóvenes en la muestra CHY-39, de los Esquistos El Jardín

Para poder obtener una edad estimada del metamorfismo de los sedimentos formadores de los Esquistos El Jardín, se puede observar la relación de contacto de estos con rocas intrusivas Paleozoicas pertenecientes al Batolito Sierra Castillo. En la Figura 6.1 se observa un contacto entre los esquistos pelíticos y un intrusivo granítico (CHY-74), este intrusivo se encuentra emplazado en la charnela de un pliegue asimétrico de los esquistos asociado a la segunda fase de deformación, lo que sumado a un contacto nítido entre ambas rocas, la poca evidencia de estrés diferencial en los intrusivos, tanto observándolos a nivel de afloramiento, como bajo el microscopio óptico y el hecho de que una charnela generaría un espacio o debilidad para facilitar la intrusión, indicarían que esta es posterior a la formación del pliegue. De manera similar se encuentra también un intrusivo tonalítico (CHY-19A), fortaleciendo la teoría de una intrusión posterior al proceso de metamorfismo.



Figura 6.1: Fotografía del contacto entre los Esquistos El Jardín y el intrusivo granítico (CHY-74)

Los intrusivos que se encuentran en contacto con los Esquistos El Jardín han sido datados por distintos autores, entregando edades que van desde los 254 ± 8 Ma (K-Ar en biotita) hasta los 285.3 ± 6.4 Ma (U-Pb SHRIMP II en circón).

Es así, como tomando en cuenta la edad U-Pb obtenida para la cristalización del intrusivo tonalítico y la edad del pico de edad más joven, se puede acotar el rango de edades para el metamorfismo del protolito de los Esquistos El Jardín al rango de edad entre los 311 Ma y los *ca.* 285 Ma, metamorfismo que pudo haberse dado en dos etapas, cada una asociada a uno de los procesos de deformación observados, generando asociaciones minerales características.

6.2. Correlación con unidades presentadas en sección 5.4.

Al hacer una correlación de las unidades mencionadas en el punto 5.4 con las unidades en estudio, es posible notar una similitud especialmente con la Fm. Las Tórtolas y el Complejo Metamórfico El Tránsito y Complejo Metamórfico del Choapa, tanto en litología, siendo las rocas más reconocibles esquistos grises y esquistos verdes; así como también en el grado metamórfico, principalmente con la zonas de mayor grado en el caso de la Fm. Las Tórtolas y de menor grado en el caso de los complejos metamórficos. Estas rocas también se encuentran fuertemente deformadas, mas no es posible hacer una relación directa con respecto a este punto debido a la complejidad de la deformación e historia de la zona.

La comparación de los datos geocronológicos muestra picos de edad más jóvenes para los Esquistos El Jardín que los observados en los datos publicados por Álvarez et al. (2011) para los complejos metamórficos, lo que podría representar un periodo de sedimentación de su protolito que se extiende hasta edades más tardías. Sin embargo, los datos presentados por Balhburg et al. (2009) para el Complejo Metamórfico El Tránsito y Willner et al (2008) para el Complejo Metamórfico del Choapa, difieren con los de Álvarez, mostrando que el pico de edad más joven para los complejos es a los *ca.* 300 Ma, lo que sugiere que el proceso de sedimentación de sus protolitos se habría extendido al menos hasta el Carbonífero tardío.

Las diferencias en el registro de edades obtenidas por ambos autores puede deberse a la heterogeneidad de los complejos, siendo el lugar de muestreo de gran relevancia en los resultados presentados. En el caso de las diferencias de edad que se observan entre las unidades estudiadas por Bahlburg et al. (2009) y los Esquistos El Jardín, esta se puede interpretar como debido a una diferencia en la zona que los protolitos de las distintas unidades fue depositado, ya sea en el antearco (oriente u occidente) o como parte del prisma de acreción Paleozoico, indicando que estos no guardan relación directa en su desarrollo, es decir, en la edad o en el modo en que estas ocurrieron.

Finalmente, basándose en la comparación hecha con los datos obtenidos por Álvarez et al. (2011) y Willner et al (2008) se podría correlacionar a los Esquistos El Jardín con el Complejo Metamórfico del Choapa, el cual es considerado como una posible parte del prisma de acreción formado en el borde occidental de Chile durante el Paleozoico Tardío (Willner et al., 2008), además de con el Complejo Metamórfico del Tránsito por su similitud en los picos de edad

entregados por Álvarez et al (2011) y la mayor extensión de su periodo de formación demostrado por los datos publicados por Bahlburg et al (2009). Es importante destacar que existen diferencias importantes en la distribución de edades, las que están relacionadas a un mayor porcentaje de circones de edad menor a 500 Ma, lo que puede deberse a una mayor cercanía a fuentes de esta edad, y especialmente en el Devónico donde se presenta el pico más alto de la gráfica de los Esquistos El Jardín, pico que no puede ser fácilmente explicado cómo será visto en el punto 6.4.

Es importante destacar que la cantidad de circones datados para la muestra CHY-39 de los Esquistos El Jardín es relativamente pequeña, lo que afecta la estadística de los datos y su interpretación, por lo que una mayor cantidad de datos podrá entregar una gráfica de probabilidad relativa con picos más marcados y menor ruido entre ellos, misma situación que se da para la muestra CHY-19.

6.3. Zona de deposición

De acuerdo con el modelo propuesto por Álvarez et al. (2011), modificado de Ramos (2009), el complejo acrecionario Paleozoico Tardío se encontraría a lo largo del margen actual sudamericano extendiéndose en su sección norte hasta al menos los 27°S, quedando en la incógnita la situación más al norte. Debido a esto, la siguiente discusión es un intento de esclarecer esta situación, al menos hasta la latitud correspondiente al Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo.

Una opción será tomar la delimitación de terrenos presentada por Ramos (2009), al basarse en esta, los Esquistos el Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo se localizarían cercanos a la sutura entre los terrenos de Antofalla y Chilenia, lo que podría situarlos como parte del complejo acrecionario oriental. Sin embargo, las edades del metamorfismo del Complejo Guarguaraz, parte de este complejo y estudiadas por Willner et al (2008, 2009a,b, 2011) alcanzan los 390 ± 2 Ma, lo que difiere en decenas de millones de años con respecto al metamorfismo estimado para las unidades en estudio, además de la diferencia importante entre los picos de edades observados entre estas mismas.

Una segunda interpretación fue dada por Charrier et al. (2007), quien sitúa a los Esquistos El Jardín como posibles depósitos de la zona oriental de la cuenca de antearco ubicado entre el complejo acrecionario del Paleozoico Tardío y el arco magmático Puñeño. Formaciones asignadas a este ambiente de deposición, tales como Fm. Lila (Moraga et al., 1974, en Charrier et al., 2007), Icnitas (Niemeyer et al., 1985 en Charrier et al., 2007), Zorritas o Chinchas (Tomlinson et al., 1999), corresponden a rocas sedimentarias sin metamorfismo evidente que representan un evento de transgresión-regresión ocurrido durante el Paleozoico Medio en el margen occidental de Gondwana, con excepción de Fm. Chinchas la que probablemente tiene un carácter lacustre con horizontes de toba y se encuentra afectada por metamorfismo de contacto (Sepúlveda & Naranjo, 1982). Estas características no se relacionan con lo que ocurre en las unidades en estudio, que fueron afectadas por metamorfismo dinámico alcanzando facies de esquistos verdes y en el caso del Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, presentando

esquistos verdes de probable protolito volcánico básico, litología no descrita con anterioridad para los depósitos mencionados.

Otra opción surge de la similitud de las unidades estudiadas con la Fm. Las Tórtolas que según Charrier et al. (2007) fue formada en la zona occidental del antearco durante el Paleozoico y de manera contemporánea al Complejo Acrecionario Paleozoico, por lo que se podría asumir una génesis similar para todas ellas, hipótesis escasamente sustentada por el registro de edades en circones presentadas anteriormente, por lo que será descartada en espera de nueva evidencia que indique lo contrario.

Finalmente en base a lo dicho por Ribba et al. (1988), quien describió el Complejo Metamórfico del Tránsito como parte del complejo acrecionario occidental del Paleozoico Tardío a pesar de su posición lejana a la costa actual, sumado a la información ya presentada anteriormente con respecto a las edades medidas en circones detríticos, las cuales presentan una distribución de edades similar a los complejos metamórficos del Choapa y El Tránsito (Álvarez et al., 2011; Willner et al., 2008); la petrografía tanto microscópica como macroscópica, que muestra que las rocas sufrieron metamorfismo alcanzando facies de esquistos verdes con al menos dos eventos de deformación importantes y la presencia de esquistos verdes de probable protolito volcánico básico, son la base para formular la hipótesis de que los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo podrían formar parte del Complejo Acrecionario Paleozoico.

6.4. Exhumación

Los Esquistos El Jardín en su parte superior están en contacto con la Fm. Quebrada del Salitre (Triásico Superior-Jurásico Inferior), en base a esto se puede suponer que para este periodo de tiempo los esquistos ya se encontraban a nivel de superficie.

Esta exhumación rápida concuerda en parte con el periodo de extensión Triásico – Jurásico Inferior (Parada, 1988), posterior a la consolidación final del megacontinente Gondwana, evento que se ve registrado en el magmatismo de carácter bimodal y abruptos cambios de facies sedimentarias en la Fm. Quebrada del Salitre.

La evidencia recopilada de los Esquistos El Jardín indica que su proceso de exhumación comenzó previo al evento extensional ocurrido durante el ciclo tectónico Pre-andino, supuesto realizado a partir de la relación de estos mismos con intrusivos Paleozoicos, parte del Batolito Sierra Castillo.

Brunn & Faccenna (2008) proponen un modelo para exhumar rocas de alta y muy alta presión, el cual podría ser aplicado en este caso para explicar la exhumación inicial durante el Paleozoico tardío hasta su aparición en superficie, durante el Triásico. Una condición inicial para este modelo es la subducción de un bloque de corteza continental, el cual gatillaría eventos de *slab-rollback* y retirada de la fosa, generando el espacio suficiente para que rocas de mayor profundidad asciendan por simple flotación. Así mismo, ocurriría un ascenso de material de la

astenósfera, produciendo un aumento de la temperatura que facilita la formación de un *core complex*, lo que produciría un segundo evento de exhumación de menor velocidad que el inicial.

Con los datos presentes, no es posible reconocer de manera concreta la manera por la cual fueron exhumados los esquistos. Sin embargo, es posible inferir que este proceso ocurrió de manera rápida y al menos gatillado por dos eventos, uno pre-extensional y el otro contemporáneo a esta.

Finalmente la aparición de los esquistos en la actualidad solo se da en los flancos de las Quebradas Asientos y del Carrizo, puesto que su superficie se encuentra cubierta por depósitos generados durante el Mioceno, los que no han sido afectados mayormente por la acción de fallas en esta zona.

6.5. Proveniencia de circones detríticos en los Esquistos El Jardín

Este apartado se realiza en base a los datos obtenidos para la muestra CHY-39, puesto que la muestra CHY-19 presenta una muy baja cantidad de circones para hacer un análisis completo y con el suficiente grado de validez

6.5.1. Fuentes de circones Arqueanos

Se encontró un circón perteneciente a este grupo, el cual tiene una edad de ~ 3.4 Ga correspondiente al Paleoarqueano, su razón $\text{Th/U}=0.511$ lo deja dentro del grupo de circones de origen ígneo y la diferencia de edades entre $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ lo deja en un rango de 5% concordia. Dado lo anterior, se asume que este dato no ha sido modificado de gran manera por posibles pérdidas de Pb a través del tiempo y sería efectivamente un circón de edad arqueana.

Circones de edades similares fueron encontrados por Álvarez et al. (2011) en el Complejo Metamórfico del Tránsito, muestra D7, y Complejo Metamórfico de Choapa, muestra LC03; y por Willner et al. (2008) en el Complejo Metamórfico de Choapa, muestra 06CH54, y en la Formación Arrayán, muestra 06CH49.

La fuente directa de estos circones no es clara, puesto que no existen edades similares publicadas para unidades en la cercanía, una explicación para esto fue propuesta por Willner et al (2008) quien dijo que la causa de la aparición de circones de tal edad es el reciclaje de material de los cratones dentro de Gondwana occidental, tales como Amazonia, São Francisco, Congo o el más probable Río de la Plata, donde Hartmann et al. (2001) publicó edades de entre 3.1-3.41 Ga para la parte sur del terreno Nico Pérez, parte del cratón de Río de la Plata en Uruguay.

6.5.2. Fuente de circones Paleoproterozoicos

Existen tres picos dentro de esta era, a los 2.4 (n=1), a los 2.5 (n=1) y a los 1.79 (n=2). Álvarez et al. (2011) interpretó para las edades entre 2.5 y 2.2 Ga una fuente de rocas magmáticas dentro de los cratones Río de la Plata y Amazonia (Cordani et al., 2000; Rapela et al., 2007), mientras que para las edades en el rango entre 2.0 y 1.8, una posible fuente sería el cinturón

móvil Transamazónico en la zona norte y centro de Brasil (Provincia Venturi-Tapajos, Cordani et al. 2000, Chew et al., 2008; Balhburg et al., 2009).

6.5.3.Fuente de circones Mesoproterozoicos - Neoproterozoico temprano

Dentro de este intervalo de tiempo se encuentra una concentración anómala de circones con un total de seis circones entre los 1.0 y 1.2 Ga. Balhburg et al. 2009 describe el periodo que comprende a estas edades (1.2-0.9 Ga) como Grenvilliano, perteneciente al ciclo de Sunsas (Litherland et al., 1989; Tohver et al., 2004; Boger et al., 2005; Santos et al., 2008), el cinturón del mismo nombre se encuentra en el borde oeste del bloque Paragua y está marcado por el emplazamiento de granitos sincinemáticos a los *ca.* 1.05 Ga (Tohver et al., 2004), posible fuente de los circones encontrados en las rocas en estudio, producto de múltiple reciclaje. Álvarez et al. (2011) menciona la aparición de circones de esta edad en el borde occidental del cratón Amazonia en Bolivia y Brasil (Chew et al., 2008; Cordani et al., 2010; Ramos, 2010), en el bloque Arequipa, en donde se presentan en dos dominios de edad metamórfica grenvilliana, 1198±4 Ma en los ortogneisses de Quilca y 970 Ma en las rocas de alto grado de Mollendo (Wasteneys et al., 1995), escasamente en el basamento metamórfico del bloque de Antofalla (Ramos, 2008a; van Staal et al., 2009) en Sierra de Maz, Sierra Pie de Palo en las Sierras Pampeanas Occidentales (McDonough et al., 1993; Vujovich et al., 2004; Casquet et al., 2008) y en el basamento Paleozoico temprano de la plataforma carbonática de la Precordillera (Kay et al., 1996; Rapela et al., 2010; Thomas et al., 2004). Además, circones Mesoproterozoicos son una característica común de las secuencias sedimentarias paleozoicas de la zona centro de Argentina hacia el oeste (Escayola et al., 2007; Collo et al., 2009; Ramos, 2010), y de la zona noroeste como por ejemplo las formaciones Negro Peinado y Achavial, que presentan aporte de circones detríticos durante el Pampeano, Brasiliano y Grenvilliano, con su pico más importante a los 522 Ma y 632 Ma respectivamente y picos importantes entre los 1.0 Ga y 1.2 Ga (Collo et al., 2009).

La gran cantidad de zonas con presencia de circones de edad Grenvilliana hace imposible definir solo una de estas como fuente de aporte sedimentario para los esquistos en cuestión, siendo probable que más de una de estas haya participado durante su proceso de formación.

6.5.4.Fuente de circones Criogénico-Ediacárico (Neoproterozoico)

Para este periodo se describe un pico de 628 Ma (n=3), esta edad corresponde al denominado Ciclo Orogénico Brasiliano-Pan africano (o Pampeano), donde el terreno Pampia es acretado al margen occidental del cratón del Río de la Plata y Amazonia respectivamente entre los 650 y 520 Ma (Ramos, 1988, 1994; Keppie y Balhburg, 1999; Rapela, 2000; Ramos, 2008b). Rocas ígneas producto de este periodo de orogenia, es decir la colisión del cratón Amazonia y São Francisco, se encuentran al sureste de Brasil y cerca del margen atlántico de Argentina (Rapela et al., 2010; Tohver et al., 2010).

En el bloque Arequipa-Antofalla también han sido encontrados intrusivos de 635±5 Ma en un dique dacítico en Quebrada Chojá al norte de Chile (Loewy et al., 2004). Esta es una fuente

probable para las unidades en estudio, mas su gran distancia con el área en cuestión no permite aseverar esta conclusión.

Circones detríticos de esta edad también fueron encontrados por Álvarez et al. 2011 en el Complejo Metamórfico del Choapa y Complejo Metamórfico El Tránsito, además de presentarse en rocas metamórficas de bajo grado de la Formación Puncoviscana (Adams et al., 2008), las Sierras Pampeanas Orientales (Escayola et al., 2007), y en la Sierra de Famatina (Collo et al., 2009).

6.5.5. Fuente de circones Paleozoicos

Esta Era presenta tres picos marcados, el primero de estos a los 530 Ma, durante el Cámbrico temprano, una posible fuente de estos circones es el orógeno Pampeano en Sierras Pampeanas Orientales, que está compuesto al este por un cinturón magmático calco-alcalino de edades entre 555-515 Ma y al oeste por un cinturón de granitos peraluminosos y rocas metasedimentarias de alto grado metamórfico, de edad entre 535-525 Ma (Schwartz et al., 2008).

A los ~476 Ma se observa otro pico (n=3), circones de esta edad tienen una fuente posible en la actividad magmática del ciclo Famatiniano, que según los patrones de circones detríticos obtenidos por Bahlburg et al (2009) tendría su momento de mayor actividad entre los 460 a 480 Ma.

El pico más importante de la muestra se encuentra a los 399 Ma, en el Devónico Temprano, periodo en el cual se ha propuesto la existencia de un margen pasivo con ausencia de actividad magmática, tectónica y metamórfica desde el sur de Sierras Pampeanas (~30°S) al norte de Perú alrededor de los 4°S (Bahlburg y Hervé, 1997; Chew et al., 2007). Además los patrones de circones detríticos observados en los trabajos de Bahlburg et al. (2009) y Álvarez et al. (2011) muestran una ausencia o escasos de circones de esta edad, reforzando la teoría indicada. Una forma de explicar la presencia de estos circones sería la presencia de rocas intrusivas aisladas, ya sea producto de actividad pre-carbonífera tardía o de actividad carbonífera temprana que fueran la fuente de ellos, mientras otra opción es que este pico sea producto de problemas de medición o pérdida de Pb, puesto que los circones que lo forman tienen edades con discordancia superiores al 10% indicando posibles problemas en la obtención de la edad real.

Finalmente, el pico más joven de la muestra se encuentra a los 311 Ma, en el Pensilvánico Medio, este puede ser explicado por una amplia actividad intrusiva descrita por Lucassen et al. (1999) en Sierra Moreno, entre los 330 y 270 Ma, la cual formaría un cordón que alcanza el Altiplano, lo que está apoyado por dataciones hechas en intrusiones de granitoides entre Taltal y Chañaral, en la Cordillera de la Costa (Berg et al., 1983; Brown, 1991), la Cordillera de Domeyko (Smoje & Marinovic, 1994) y el Altiplano (Brown, 1991); además de los datos obtenidos por Lucassen et al. (1999). Un alto en la actividad magmática puede ser inferido por la distribución de edad en circones detríticos a los *ca.* 300 Ma (Hervé et al., 2003; Augustsson et al., 2006; Bahlburg et al., 2009).

Una fuente más lejana podría encontrarse en la zona central de la Cordillera Oriental del Perú, donde Chew et al. (2007) obtuvo una edad U-Pb de 312.9 ± 3.0 Ma en un paragnéis migmatítico en el Complejo Marañón.

Rocas más jóvenes, pertenecientes al Pensilvánico Superior-Pérmico temprano se encuentran en el arco magmático Paleozoico, con edades no superiores a los 320 Ma (Ribba et al., 1988; Pankhurst et al., 1996; Mpdozis y Kay, 1992). Sin embargo, Hervé et al. (2013) menciona cuatro episodios de intrusión magmática bien definidos para este arco magmático, específicamente para los batolitos Elqui-Limarí, Chollay y Montosa-El Potro, así el pico más joven se encontraría entre el episodio de los 330-326 Ma y el de los 301-248 Ma, por lo que se puede asumir que este evento no es una fuente importante de sedimentos en los Esquistos El Jardín.

7. CONCLUSIONES

Las rocas estudiadas, pertenecientes al basamento Paleozoico de Chile en la Región de Atacama, corresponden a esquistos grises con cuarzo, albita, mica blanca y clorita, esquistos verdes con actinolita, albita y clorita, e intrusivos cataclásticos, con evidencias de deformación bajo condiciones reológicas variadas. Su mineralogía evidencia condiciones de metamorfismo en facies de esquistos verdes. Su distribución con respecto a las unidades que las rodean, es discordante, ya sea por medio de la fallas, principalmente la Falla Sierra Castillo, o por discordancia angular con Formaciones como Quebrada del Salitre (Triásico Superior – Jurásico Inferior).

Los esquistos muestran una primera foliación en dirección NW, en el caso de los Esquistos El Jardín, y NE, para el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo, diferencia que no ha podido ser explicada. Un segundo proceso de deformación es indicado por una segunda foliación, semiperpendicular a la primera y que forma estructuras como pliegues asimétricos y de chevron. Estas foliaciones son evidencias de los procesos compresivos ocurridos durante el Paleozoico en los Andes Centrales.

Las condiciones de temperatura bajo las que se formaron estas rocas en su fase de metamorfismo de mayor grado, no superaría los 350 – 400°C, mientras que la presión no puede ser estimada de manera adecuada a partir de los datos obtenidos para la realización de este trabajo.

Las edades U-Pb (LA-MC-ICP-MS) medidas en circones detríticos de la muestra CHY-39, se encuentran en un amplio rango entre el Carbonífero Tardío y el Arqueano, el pico más joven a los 311 Ma representaría el fin de la sedimentación y marcaría el comienzo del proceso de metamorfismo, el cual se prolonga a lo más hasta los *ca.* 285 Ma, edad más antigua medida en los intrusivos pertenecientes al Batolito Sierra Castillo que cortan a los Esquistos El Jardín. La edad de la exhumación a su vez está restringida por el fin del metamorfismo y la presencia de rocas Triásicas de la Fm. Quebrada del Salitre en contacto discordante con el techo de los esquistos, por lo que se puede asegurar que estos ya habrían exhumado para este periodo, mas no es posible reconocer con claridad la manera mediante la cual esto ocurrió.

En el caso de la muestra CHY-19, la cantidad de edades medidas es insuficiente para hacer un análisis completo en relación a los esquistos, por lo que fueron utilizadas principalmente para corroborar en cierta medida las interpretaciones hechas a partir del patrón de edad obtenido de la muestra CHY-39.

Los sedimentos formadores del protolito de los Esquistos El Jardín son principalmente del oriente de la zona donde estos afloran, puesto que la mayor parte de las probables zonas de aporte se encuentran dentro de los terrenos y cratones que conforman Sudamérica y están ubicados al este de los esquistos.

La comparación de los patrones de edades en circones detríticos obtenidos para las unidades en estudio y otras unidades del norte de Chile, principalmente el Complejo Metamórfico del Choapa y el Complejo Metamórfico El Tránsito, sumado a las correlaciones litológicas y la ubicación actual de las rocas estudiadas, permiten interpretar que los Esquistos El Jardín y posiblemente el Complejo Metamórfico Quebrada del Carrizo corresponden a la zona más al este del Complejo Acrecionario Paleozoico, ubicado al oeste del terreno Chilenia, otorgando así mayor claridad a sus límites entre los 26°-26°30'

8. BIBLIOGRAFÍA

- Adams, C.J., Miller, H., Toselli, A.J., Griffin, W.L., 2008. The Puncoviscana formation of northwest Argentina: U-Pb geochronology of detrital zircons and Rb-Sr metamorphic ages and their bearing on its stratigraphic age, sediment provenance and tectonic setting. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie e Abhandlungen* 2 (247/3), 341-352.
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., & Vervoort, J. D. 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°–32° S): Possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 460-476.
- 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.
- Astini, R. A., Ramos, V. A., Benedetto, J. L., Vaccari, N. E., & Cañas, F. L. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. In *Congreso Geológico Argentino* No. 13, pp. 293-324.
- Augustsson, C., Münker, M., Bahlburg, H., Fanning, M., 2006. Provenance of Late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin from combined U–Pb ages and Hf isotope compositions of single detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, 163, 983–995, London.
- Bahlburg, H., Breitkreuz, C., Zeil, W., 1987. Paleozoic basin development in northern Chile (21°–27°S). *Geologische Rundschau* 76, 633–646.
- Bahlburg, H., Breitkreuz, C., 1993. Differential response of a Devonian–Carboniferous platform-deeper basin system to sea-level change and tectonics, N. Chilean Andes. *Basin Research* 5, 21–40.
- Bahlburg, H., Hervé, F., 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of NW-Argentina and N-Chile. *Geological Society of America Bulletin* 109, 869–884.
- Bahlburg, H., Vervoort, J.D., Du Frane, A.D., Bock, B., Augustsson, C. y Reimann, C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margins of South America. *Earth Science Reviews*, 97, 227-253.
- Baldo, E. G., Saavedra, J., Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., & Galindo, C., 1997. Síntesis geocronológica de la evolución paleozoica inferior del borde sur occidental de Gondwana en las Sierras Pampeanas, Argentina. *Acta geológica hispánica*, 32(1), 17-28..
- Bell, C.M., 1982. The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Ranges of Chile between 25°30' and 27°S. *Revista Geológica de Chile* 17, 21–29.
- Bell, C.M., 1987. The origin of the Upper Paleozoic Chañaral mélange of N Chile. *Journal of the Geological Society*, 144, 599–610, London.

- Berg, K., Breitzkreuz, C., Damm, K. W., Pichowiak, S., & Zeil, W. 1983. The North-Chilean Coast Range—an example for the development of an active continental margin. *Geologische Rundschau*, 72(2), 715-731.
- Boger, S.D., Raetz, M., Giles, D., Etchart, E., Fanning, C.M., 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of eastern Bolivia: evidence for the allochthonous origin of the Paragua block. *Precambrian Research* 139, 121–146.
- Breitzkreuz, C., & Bahlburg, H. 1985. Palaeozoic flysch series in the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Geologische Rundschau*, 74(3), 565-572.
- Breitzkreuz, C., Bahlburg, H., Delakowitz, B., & Pichowiak, S. 1989. Paleozoic volcanic events in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2), 171-189.
- Breitzkreuz, C., Van Schmus, W.R., 1996. U/Pb geochronology and significance of Late Permian ignimbrites in Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 9, 281–293.
- Brown, M., 1991. Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic plutonic complexes of the Coastal Range and Altiplano (25°30' to 26°30'S), northern Chile. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), Andean magmatism and its tectonic setting: *Geological Society of America Special Paper*, vol. 265, pp. 157–177.
- Brun, J. P., & Faccenna, C. 2008. *Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. Earth and Planetary Science Letters*, 272(1), 1-7.
- Bucher, K., & Grapes, R. 2011. Metamorphic Grade. In *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* pp. 119-174. Springer Berlin Heidelberg.
- Cardona, A., Cordani, U.G., Ruiz, J., Valencia, V.A., Armstrong, R., Chew, D., Nutman, A., Sanchez, A.W., 2009. U-Pb zircon geochronology and Nd isotopic signatures of the pre-Mesozoic metamorphic basement of the eastern Peruvian Andes: growth and provenance of a late Neoproterozoic to carboniferous accretionary orogen on the northwest margin of Gondwana. *Journal of Geology* 117, 285–305.
- Casquet, C., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Rapela, C.W.C., Fanning, M., Baldo, E., Dahlquist, J., González Casado, J.M., Colombo, F., 2008. A deformed alkaline igneous rockcarbonatite complex from the Western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for late Neoproterozoic opening of the Clymene Ocean? *Precambrian Research* 165, 205-220.
- Charrier, R. 1977. Geology of the región of Huentelauquén, Coquimbo Province, Chile. In *Comparative studies in the Geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile. First Rep.* (Ichikawa, T.; Aguirre, L.; eds), *Jap. Soc. Promotion of Sci.*, p. 81-94, Tokyo
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P., Moreno, T., & Gibbons, W. 2007. The geology of Chile. *The Geology of Chile*.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miškovíc, A., 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 119, 697–711.

- Chew, D., Magnab, T., Kirkland, C., Miskovic, C., Cardona, A., Spikings, R., Schaltegger, U., 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: Evidence for a Neoproterozoic active margin?. *Precambrian Research* 167, 186-200.
- Collo, G., Astini, R.A., Cawood, P., Buchan, C., Pimentel, M., 2009. U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt: implications for late Neoproterozoic-early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society, London*, 166, 303-319.
- Coombs, D.S. 1961. Some recent works on the lower grades of metamorphism, *Australian Journal of Science*, 24, 203-215.
- Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., 2000. Tectonic Evolution of South America. In: *31st International Geological Congress. Brazilian Academy of Sciences Rio de Janeiro, Brazil*.
- Cordani, U.G., Fraga, L.M., Reis, N., Tassinari, C., Brito-Neves, B., 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in south America: a discussion. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 143-159.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Ramírez, C.F., Tomlinson, A.J. 1993. Estudio geológico de la Región de Potrerillos y El Salvador (26°-27° Lat. S). *Servicio Nacional de Geología y Minería - Corporación del Cobre, Informe Registrado IR-93-01*, Santiago, 1, 258 p.
- Cornejo, P., & Mpodozis, C. 1996. Geología de la Region de Sierra Exploradora (Cordillera de Domeyko, 25–26 S). *09, Servicio Nacional de Geología y Minería-CODELCO, Informe Registrado IR-96-Santiago*, 330.
- Cornejo P., Mpodozis C., Rivera O., Matthews S. Carta Exploradora, Región de Antofagasta y Atacama. 2009. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N 119*
- Coughlin, T.J., 2000. Linked Origen-Oblique Fault Zones in the Central Argentine Andes: The Basis for a New Model for Andean Orogenesis and Metallogenesis, *Ph. D Thesis, Univerity of Queensland*, p. 207.
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P., Báez, M., 2006. The San Blas Pluton: an example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 20, 341-350.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P., Eby, G., Galindo, C., Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogénesis. *Lithos* 115 (1-4), 65-81.
- Dalziel, I.W.D., Dalla Salda, L.H., Gahagan, L.M., 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin* 106, 243–252.
- Escayola, M.P., Pimentel, M., Armstrong, R., 2007. Neoproterozoic backarc basin: sensitive high-resolution ion microprobe U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the eastern Pampean Ranges, Argentina. *Geology* 35, 495-498.

- Eskola, P. 1915. On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijavi region, *Bulletin de la Commission Geologique de Finlandie*, n° 44, 109-143.
- Eskola, P. 1920. The mineral facies of rocks. *Norsk. Geol Tidsskr*, 6, 143-194
- Eskola, P. 1939. *Die metamorphen Gesteine*. Springer Berlin Heidelberg. p. 263-407.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *Sociedad Geológica de Chile* 3, p.1- 138.
- Godoy, E. 1979. Metabasitas del basamento metamórfico chileno, nuevos datos geoquímicos. *In Congreso Geológico Chileno*, 3(2), E133-E148
- Gómez, J. 2006. [Metamorfismo. Apuntes de la asignatura de Petrología Endógena II (Modulo I). *Universidad de Zaragoza*. 191 pp. Inédito]
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M., Toselli, A.J., Rossi, J.N., De la Rosa, J., 2008. Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U-Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr-Nd isotopes. *International Journal of Earth Sciences* 98, 1001-1025
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J., McNaughton, N., Bossi, J., Schiplilov, A., Lafon, J.M., 2001. Archean Crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay, SHRIMP U-Pb Reconnaissance study. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 557-570.
- Haschke, M., Günther, A., Melnick, D., Echtler, H., Reutter, K.-J., Scheuber, E., Oncken, O., 2006. Central and southern Andean tectonic evolution inferred from arc magmatism. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes. Active subduction orogeny: Frontiers in Earth Sciences*, vol. 1. *Springer Publishers*, p. 337–353.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 107–123
- Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H. J. & Willner, A. P. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. *The Geology of Chile*, p. 5-19.
- Hervé, F., Fanning, C. M., Calderón, M., Mpodozis, C., 2013. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics, *Lithos*, doi: 10.1016/j.lithos.2013.10.018
- Hoskin, P. W., & Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.
- Irwin, J., García, C., Hervé, F., Brook, M., 1988. Geology of part of a long-lived dynamic plate margin: the coastal cordillera of north-central Chile, latitude 30°51'-31°S. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25 (4), 603-624.

- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17, 324-328.
- Kay, S.M., Orrell, S., Abbruzzi, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the Precordillera terrane in Argentina. *Journal of Geology* 104, 637-648
- Keppie, J.D., Bahlburg, H., 1999. The Puncoviscana Formation of northwestern and central Argentina: passive margin or foreland basin deposit? In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Geological Society of America Special Paper*, vol. 336, pp. 139–143.
- Litherland, M., Annells, R.N., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klinck, B.A., Mitchell, W.I., O'Connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Webb, B.C., 1989. The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research* 43, 157–174.
- Loewy, S., Connelly, J., Dalziel, I., 2004. An orphaned basement block: the Arequipa- Antofalla basement of the central Andean margin of south America. *Geological Society of America Bulletin* 116 (1-2), 171-187.
- Lucassen, F., Franz, G., Thirlwall, M.F., Mezger, K., 1999. Crustal recycling of metamorphic basement; late Paleozoic granitoids of Northern Chile (approximately 22 degrees S); implications for the composition of the Andean Crust. *Journal of Petrology* 40, 1527–1551.
- Maksaev, V., & Zentilli, M. 1988. Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del norte grande de Chile. En *Congreso Geológico Chileno*, 1(5)
- McDonough, M.R., Ramos, V.A., Isachsen, C.E., Bowring, S.A., Vujovich, G.I., 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico de Rodinia. In: *12° Congreso Geológico Argentino*, Actas, 3, 340-342. Buenos Aires
- Minato, M; Tazawa, J. 1977. Fossils of the Huentelauquén Formation at the locality F, Coquimbo Province, Chile: Comparative studies in the Geology of the Circum-Pacific orogenic belt in Japan and Chile. First Rep. (Ichikawa, T.; Aguirre, L.; eds), *Jap. Soc. Promotion of Sci.*, Tokyo, p. 95-117.
- Mortimer, C., 1965. Reseña sobre las exploraciones petrolíferas de la ENAP en la zona norte, años 1956 a 1962. *Revista Minerales*, N° 89, p. 1-30, Santiago.
- Mpodozis, C., & Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31 S). *Andean Geology*, 17(2), 153-180.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths. *Geological Society of America Bulletin* 104, 999–1014.

- Müller, G.; Perelló, J., 1982. Geología regional y bioestratigrafía del Jurásico marino al occidente del Salar de Pedernales (26°15'-26°24'S, 69°15'-69°-30'W). Región de Atacama, Chile. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, 316 p. Santiago.
- Muñoz, J., 1986. Geología de la Hoja Potrerillos (1:100.000) Informe de Avance de la Hoja el Salvador (1:250.000), Región de Atacama, Chile. *Unpublished report*, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 30 p.
- Niemeyer, H., 1999. Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 26 (2), 159-174.
- Naranjo, J.A.; Puig, A., 1984. Hojas Taltal y Chañaral. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, No. 62-63*, 140 p., 1 mapa escala 1:250.000, Santiago.
- Pankhurst, R.J., Millar, I.L., Hervé, F., 1996. A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta unit of the Elqui-Limarí Batholith at Rio Transito, northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 23, 35-42.
- Parada, M. A., 1988. Pre-Andean peraluminous and metaluminous leucogranitoid suites in the High Andes of central Chile. *Journal of South American earth sciences*, 1(2), 211-221.
- Perello, J., & Müller, G. 1984. El Horst de Sierra Castillo en la Cordillera de Domeyko, al occidente del Salar de Pedernales: sus fallas límites Barrancas y Sierra Castillo. *Comunicaciones*, 34.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M., Palma, M.A., 1984. Chileña: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. In: 9° *Congreso Geológico Argentino*, 2, 84-106.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J., Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. *Tectonics*, 5 (6), 855-880.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America — a collisional history. *Episodes* 11, 168–174.
- Ramos, V.A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°–33°S Latitude). In: Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds.), *Tectonics of the southern Central Andes: structure and evolution of an active continental margin*. Springer, Heidelberg, pp. 249–261.
- Ramos, V. A., & Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. *Tectonic Evolution of South America*, 31, 635-685.
- Ramos, V.A., 2008a. Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26, 235–251.

- Ramos, V.A., 2008b. The basement of the central Andes: the Arequipa and related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36, 289–324.
- Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Kay, SM, 31-65.
- Ramos, V.A., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 77-91.
- Rapela, C.W., 2000. The Sierras Pampeanas of Argentina. Paleozoic building of the southern proto-Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A.M, Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America: 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, pp. 381–387.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González- Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83, 49-82.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.M., 2010. The Western Sierras Pampeanas: Protracted Grenville-age history (1330-1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction-accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 105-127.
- Rebolledo, S. 1987. Geología y análisis estructural del basamento metamórfico del área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile. *Memoria de título, Universidad de Chile, Departamento de Geología*.
- Rebolledo, S., Charrier, R., 1994. Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, región de Coquimbo, Chile (31–32°S). *Revista Geológica de Chile* 21, 55–69.
- Reutter, K., 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 146 (2), 153-178.
- Ribba, L., 1985. Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, región de Atacama, Chile. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R., 1988. El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile* 15, 126-149.
- Rivano, S., & Sepulveda, P. 2010. Hallazgo de foraminíferos del carbonífero superior en la Formación Huentelauquén. *Andean Geology*, (19-20).
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1), 123-138.
- Ruiz, C., 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. *Inst. Inv. Geol.*, Santiago, p. 305

- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P.E., McNaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale Jr., F., Quadros, M.E.S., 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research* 165, 120–152.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., & Reutter, K. J. (1994). Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes* (pp. 121-139). *Springer Berlin Heidelberg*.
- Schwartz, J.J., Gromet, P., Miró, R., 2008. Timing and duration of the Calc-Alkaline arc of the Pampean Orogeny: implications for the Late Neoproterozoic to Cambrian evolution of western Gondwana. *The Journal of Geology* 116, 39-61
- Sepúlveda, P; Naranjo, J.A., 1982. Hoja Carrera Pinto (Región de Atacama). *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 53*, 61 p., 1 mapa escala 1:250.000, Santiago.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Smoje, I., & Marinovic, N. (1994). Intrusivos del Carbonífero Pérmico en la Cordillera de Domeyko: nuevos antecedentes radiométricos. In *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 2).
- Thomas, W.A., Astini, R., Mueller, P., Gehrels, G., Wooden, J., 2004. Transfer of the Argentine Precordillera terrane from Laurentia: constraints from detrital-zircon geochronology. *Geology* 32 (11), 965-968.
- Tera, F., and Wasserburg, G.J., 1972, U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, 281-304.
- Tilley, C.E. 1924. Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland, *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, 81, 100-112.
- Tohver, E., Bettencourt, J.S., Tosdal, R., Mezger, K., Leite, W.B., Payolla, B.L., 2004. Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 228, 161–176.
- Tohver, E., Trindade, R., Solum, J., Hall, C.M., Riccomini, C., Nogueira, A.C., 2010. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology* 38 (3), 267-270.
- Tomlinson, A.J., Cornejo, P., Mpodozis, C., 1999. Hoja Potrerillos, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos N 14*.
- Torres, R. L., García-Casco, A., Molina, J. F., 2004, Petrología Metamórfica, Asistente de Prácticas, *Departamento de Mineralogía y Petrología, Univesidad de Granada*.
- Torsvik, T. H. 2003. The Rodinia jigsaw puzzle. *Science*, 300(5624), 1379-1381.

- Van Staal, C. R., Whalen, J. B., Valverde-Vaquero, P., Zagorevski, A., & Rogers, N. 2009. Pre-Carboniferous, episodic accretion-related, orogenesis along the Laurentian margin of the northern Appalachians. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 271-316.
- Vujovich, G., van Staal, C.R., Davis, W., 2004. Age constraints on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian Orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7 (4), 1041-1056.
- Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Ferrar, E., Langridge, R.J., 1995. Grenvillian granulite facies metamorphism in the Arequipa massif, Peru: a Laurentia–Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters* 132, 63–73.
- Wetherill, G.W., 1956, Discordant uranium-lead ages: *Trans. Amer. Geophys. Union* 37, 320-326.
- Williams, I.S., 1998. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks 1206 III, W.C., Ridley, W.I. (Eds.), *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology* 7, pp. 1–35.
- Willner, A.P., Gerdes, A., Massonne, H.J., 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of south America at latitudes 29°-36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late palaeozoic accretionary systems. *Chemical Geology* 253, 114-129.
- Willner, A. P., Massonne, H. J., Gerdes, A., Hervé, F., Sudo, M., & Thomson, S. 2009a. Does Chilenia exist? Evidence from the evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30 S and 35 S. In *Colloquium on Latin America. Abstracts and Program*, p. 310-311.
- Willner, A. P., Massonne, H. J., Gerdes, A., Hervé, F., Sudo, M., & Thomson, S. 2009b. The contrasting evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30 S and 35 S: evidence for the existence of a Chilenia microplate. In *Abstracts XII Congreso Geológico Chileno Santiago S9_099*, v. 223.
- Willner, A. P., Gerdes, A., Massonne, H. J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S. N., & Vujovich, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure–temperature–time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2), 303-327.
- Winkler, H. G. 1979. Graphical Representation of Metamorphic Mineral Parageneses. In *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer New York. p. 31-54.
- Winter, J.D. (2001). *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, p. 562-584
- Yardley, B.W. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*, Longman.

A. Anexo

Descripciones Petrográficas

Coordenadas ubicadas según datum wgs84

Intrusivos

Quebrada Asientos

Tonalita de hornblenda (CHY-19A)

Coordenadas: 451106 S / 7080715 E

Roca holocristalina, inequigranular, fanerítica, de grano fino a medio, homogénea e isótropa. Su índice de color es mesocrático, otorgado principalmente por anfíbolos (hornblenda) y en menor medida por biotita, completamente reemplazada por clorita. Los minerales félsicos son principalmente cuarzo, plagioclasa y en menor medida feldespato potásico, estos últimos dos fuertemente alterados a sericita y muy poca mica blanca. Presenta titanita y opacos como minerales accesorios. Aparecen vetillas de calcita asociada con epidota en algunos sectores.

Evidencias de stress son indicadas por plagioclasas quebradas y con maclas en cuña; cuarzo con extinción ondulosa y subgranos.

Mineralogía:

Plagioclasa: 47%, Sumamente alterada a sericita, tamaño varía desde 0.5 a más de 1 mm, cristales se observan anhedral.

Hornblenda: 30%, tamaño 0.5 a 1 mm, cristales subhedrales, algunas se ven levemente reemplazadas por clorita.

Cuarzo: 10%, tamaño de 0.1 a 1 mm con cristales anhedral

Biotita: 10%, tamaño 0.3 a 1 mm, subhedrales, completamente reemplazados por opacos y clorita.

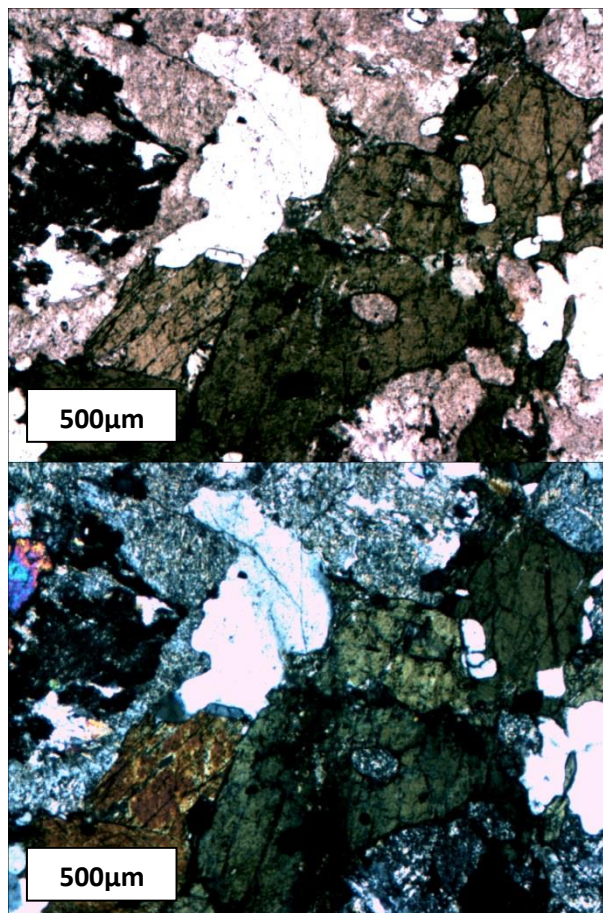
Opacos: 1%, tamaño 0.1 mm, principalmente como reemplazo de biotita y en menor medida de hornblenda

Epidota: 1%, en vetilla, tamaño <0.1-0.2 mm, anhedral.

Calcita: <1%, en vetilla, tamaño 0.1-0.2 mm, subhedral.

Titanita: <<1%

Mica blanca: <1%.



Figura

A.1: Fotomicrografía muestra CHY-19a, barra en imagen equivale a 500µm.

Granito de biotita (CHY-74)

Coordenadas: 451403.15 S / 7081049.58 E

Roca holocristalina, equigranular, fanerítica, de grano medio, homogénea e isótropa. Su índice de color es leucocrático con tan solo un 10% de minerales máficos (posiblemente biotita), que se presentan reemplazadas en gran medida por clorita. Plagioclasas se encuentran dobladas, fracturadas y con formación de maclas en forma de aguja; cuarzo presenta extinción ondulosa y subgranos. Las plagioclasas y feldespato potásico están alterados a sericita. También pueden observarse microvetillas escasas con relleno de epidota y calcita.

Mineralogía:

Cuarzo: 35%, anhedral, tamaño 0.1 a >2 mm

Plagioclasa 30%, 0.3-1 mm, subhedrales

Feldespato potásico: 20%, 1 mm, subhedrales

Biotita: 15%, alterados a clorita y opacos, tamaño 0.2 mm.

Epidota: <1%, en vetilla.

Calcita <1%., en vetilla.

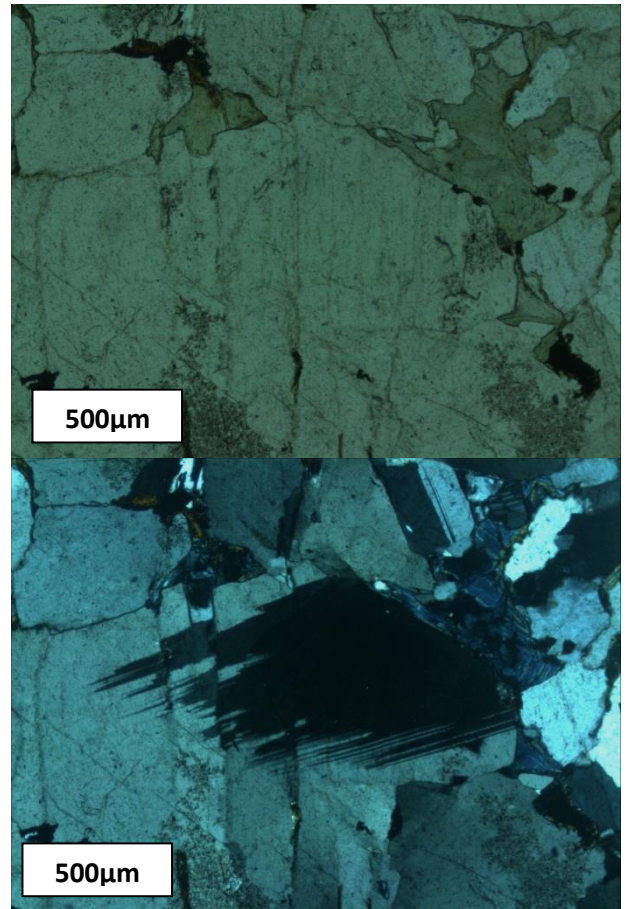


Figura A.2: Fotomicrografía muestra CHY-74, barra en imagen equivale a 500µm.

Quebrada del Carrizo

Granito de anfíbola (CHY-83)

Coordenadas: 466647.75 S / 7132382.30 E

Roca holocristalina, inequigranular, fanerítica, de grano fino, homogénea e isotrópica. Su índice de color es leucocrático, los minerales máficos no alcanzan un porcentaje mayor al 5%, entre los que se puede distinguir anfíbola y se muestran en gran medida reemplazados por clorita y opacos. La mineralogía primaria es de plagioclasa con dos modos de tamaño, los cristales mayores se muestran quebrados y con maclas que se acuñan hacia adentro del cristal; cuarzo, con extinción ondulosa, y las mismas dos modos de tamaño de la plagioclasa (0.1mm y 1mm); feldespato potásico, con reemplazo incompleto a sericita. Apatito y opacos se encuentran como minerales accesorios.

Observaciones: Se observó un mineral con pleocroísmo de incoloro a azul, de nombre no precisado.

Mineralogía:

Cuarzo: 35%, tamaño >1mm (5%), tamaño 0.1 a 0.5 mm (30%), anhedral.

Plagioclasa: 30%, tamaño ≥ 1 mm (10%), tamaño 0.1mm (20%), subhedrales, con reemplazo por sericita.

Feldespato potásico: 30%

Biotita: 4%, reemplazada completamente por clorita y opacos, subhedral.

Opacos: 1%, tamaño 0.05 a 0.1 mm, anhedrales.

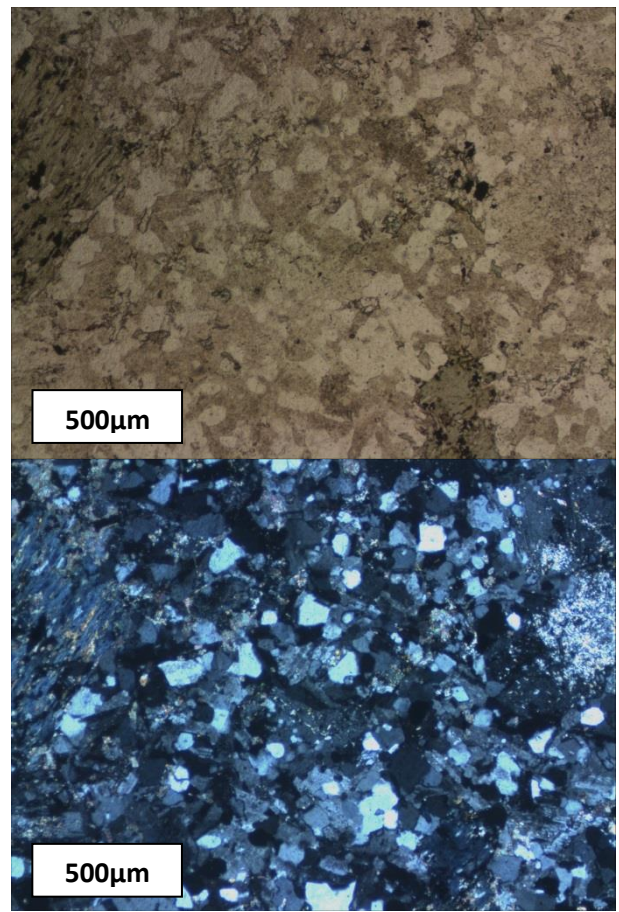


Figura A.3: Fotomicrografía muestra CHY-83, barra en imagen equivale a 500µm.

Rocas metamórficas

Quebrada Asientos

Esquisto de albita-cuarzo-clorita (CHY-19)

Coordenadas: 451106 S / 7080715 E

La textura principal es granolepidoblástica, también se observa textura poiquiloblástica con albitas que encierran cristales de albita, cuarzo, clorita y mica blanca. El tamaño de los cristales de cuarzo y albita de la masa granoblástica promedia 1mm, mientras que los poiquiloblastos de albita alcanzan los 0.5mm. La mica dominante es la clorita, que se encuentra mayormente en bandas pseudo-paralelas y entrecrecida con mica blanca. Se observa calcita diseminada y en una vetilla de 0.1mm de espesor. Opacos de 0.2mm con forma romboidal. La paragénesis corresponde a albita + cuarzo + clorita + mica blanca.

Mineralogía:

Albita: 37%, tamaño 0.05 - 0.5 mm, cristales anhedrales.

Cuarzo: 35%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, cristales anhedrales.

Clorita: 25%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, cristales subhedrales.

Mica blanca: 1%, tamaño 0.1 – 0.2 mm, cristales subhedrales

Calcita: 1%, tamaño 0.2 – 0.4 mm, cristales anhedrales, diseminada y en vetilla.

Opacos: 1%, tamaño 0.1 – 0.3 mm, cristales amorfos.

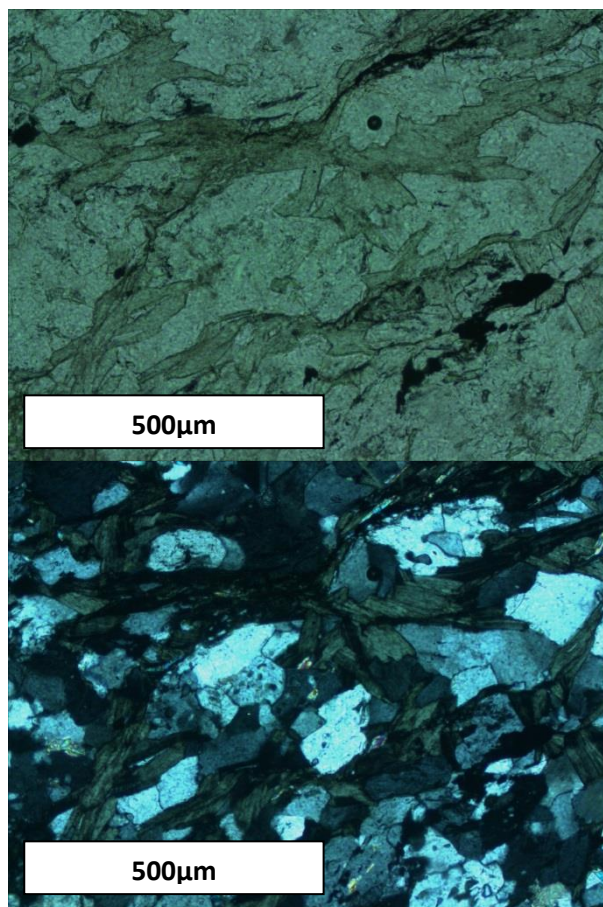


Figura A.4: Fotomicrografía muestra CHY-19a, barra en imagen equivale a 500µm.

Esquisto de albita- cuarzo – mica blanca (CHY-39)

Coordenadas: 451338.16 S / 7081049.58 E

La textura principal es lepidogranoblástica, textura poiquiloblástica se presenta con albitas encerrando albitas de menor tamaño, cuarzo y micas blancas. Bandas de cuarzo y mica blanca se presentan deformadas, las ultimas formando pliegues asimétricos y clivaje de crenulación, clorita se encuentra intercrecidas con mica blanca, además de presentarse en cúmulos. Se observa un agregado de cuarzo granoblástico de grano fino entre bandas con mayor porcentaje de mica blanca y poiquiloblastos de albita. Turmalina y opacos cuentan como minerales accesorios y calcita se observa como un mineral de alteración diseminada a través de todo el corte.

Mineralogía:

Albita: 35%, tamaño 0.5 – 1 mm, cristales anhedrales

Cuarzo: 28%, bandas con granos de 0.5 - >1 mm y cuarzo en agregado granoblástico de 0.1 mm promedio, cristales anhedrales en ambos casos.

Mica blanca: 20%, tamaño 0.1 – 0.3 mm, cristales subhedrales deformados.

Clorita: 15%, tamaño 0.1 mm, cristales subhedrales.

Turmalina: 1%, tamaño 0.1 mm, cristales subhedrales

Calcita: 1%, en vetilla y diseminada.

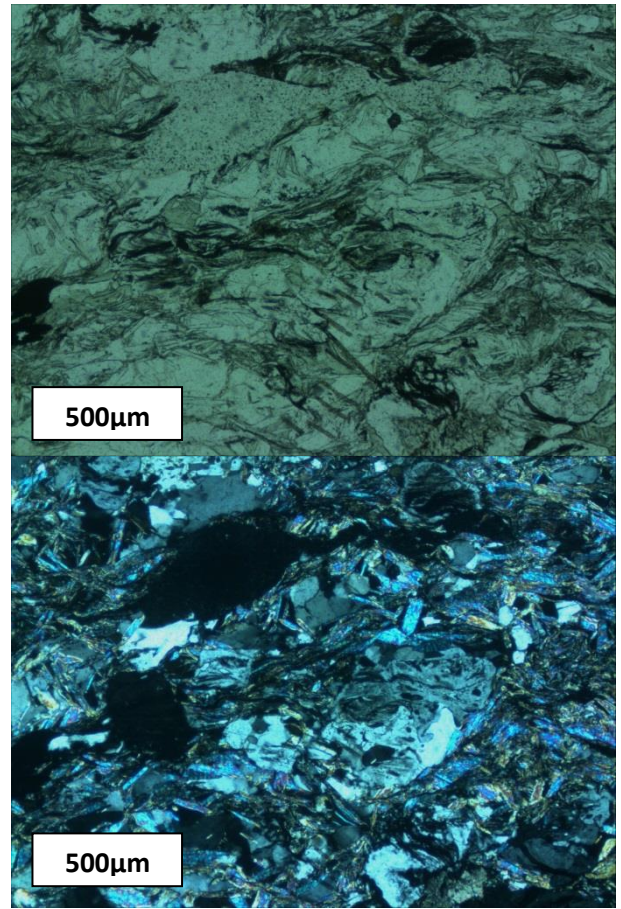


Figura A.5: Fotomicrografía muestra CHY-39, barra en imagen equivale a 500µm.

Esquisto de mica blanca - clorita - albita - cuarzo (CHY-75)

Coordenadas: 451358.16 S / 7081043.58 E

La textura principal es Lepidogranoblástica, también se observa textura poiquiloblástica con albita encerrando albita y cuarzo. Las bandas de mica están deformadas, presentándose crenulación, pliegues asimétricos y peces de mica, estas están intercaladas con bandas granoblásticas de cuarzo las cuales se presentan en una cantidad comparativamente menor. Turmalina y opacos de forma romboidal (1mm de largo) se presentan como minerales accesorios. Clorita se encuentra intercrecida con micas blancas, en mucha menor cantidad. Se observa una vetilla de calcita. La paragénesis presente es de mica blanca + albita + cuarzo + clorita

Mineralogía:

Mica blanca: 50%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, cristales subhedrales deformados por S2.

Clorita: 20%, tamaño 0.1 – 0.2 mm, cristales subhedrales.

Albita: 15%, tamaño 0.1 – 1 mm, cristales anhedrales.

Cuarzo: 10%, tamaño 0.1-1mm, cristales dispuetos en bandas y anhedrales.

Opacos 4%, tamaño <0.5 mm, cristales subhedrales de forma romboidal

Turmalina: 1%, 0.01 – 0.1 mm, cristales sub-a euhedrales.

Calcita: <1%, en vetilla.

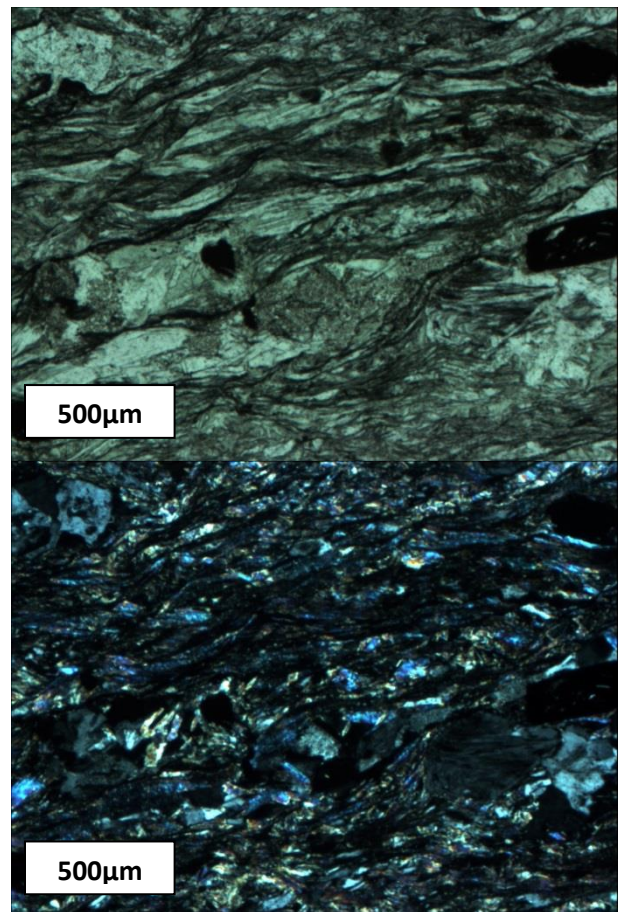


Figura A.6: Fotomicrografía muestra CHY-75, barra en imagen equivale a 500µm.

Cuarcita (CHY-76)

Coordenadas: 451259.16 S / 7081024.58 E

La textura principal es granolepidoblástica, también se observa textura poiquiloblástica con albita encerrando albita, cuarzo y mica blanca. El mayor porcentaje de la muestra es cuarzo granoblástico de 0.2mm promedio, con bandas de mica semicontinuas que marcan la foliación. Las micas blancas se encuentran intercrecidas con clorita y en menos medida siendo reemplazadas desde los bordes por esta. Se observa turmalina como mineral accesorio. La paragénesis es de cuarzo + albita + mica blanca.

Observación: Clorita y opacos se encuentran relacionados con hábito micáceo similar al de la biotita, pudiendo estos estar reemplazando a la biotita.

Mineralogía:

Cuarzo: 85%, tamaño 0.01-0.5 mm, cristales subhedrales.

Albita: 9%, tamaño 1mm, cristales anhedrales.

Mica blanca: 5%, tamaño 0.1 – 0.2 mm, cristales subhedrales

Clorita: 1%, tamaño 0.5 – 0.1 mm, cristales subhedrales

Turmalina: <1%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, subhedral.

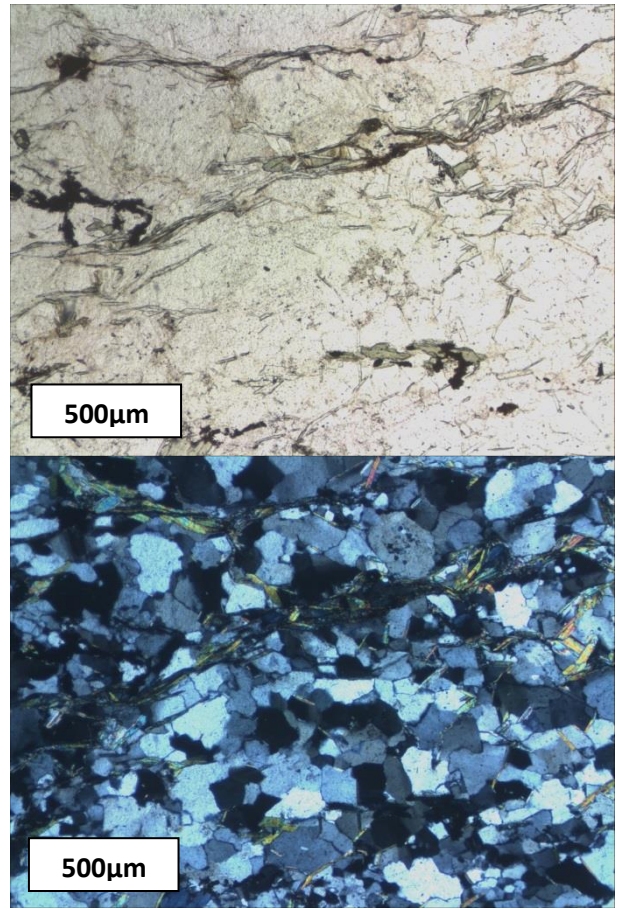


Figura A.7: Fotomicrografía muestra CHY-76, barra en imagen equivale a 500µm.

Esquisto de albita – cuarzo - mica blanca - clorita (CHY-77)

Coordenadas: 451355.16 S / 7081049.58 E

La textura principal es granolepidoblástica, también se observa textura poiquiloblástica con albita encerrando albita, cuarzo y mica blanca. Zonas de cuarzo granoblástico con extinción ondulosa marcada y con bandas de mica discontinuas aparecen en diferentes sectores del corte. La clorita se muestra intercrecida con micas blancas y algunas presentan agujas de rutilo sajeníticas. Se observa titanita y turmalina como minerales accesorios (<<1%). Calcita se encuentra en vetillas y diseminada. Mineralogía opaca presenta forma romboidal característica. La paragénesis es de cuarzo + albita + mica blanca.

Mineralogía:

Albita: 35%, tamaño 0.2 – 0.5 mm, cristales anhedrales

Cuarzo 32%, tamaño 0.1 – 0.2 mm, cristales anhedrales

Mica blanca: 15%, tamaño 0.2 mm, cristales subhedrales

Clorita: 15%, tamaño 0.2 mm, cristales subhedrales

Opacos: 2%, tamaño 0.05 mm, cristales anhedrales; tamaño 0.2 – 0.5 mm, cristales subhedrales de forma romboidal.

Calcita: 1%, en vetilla.

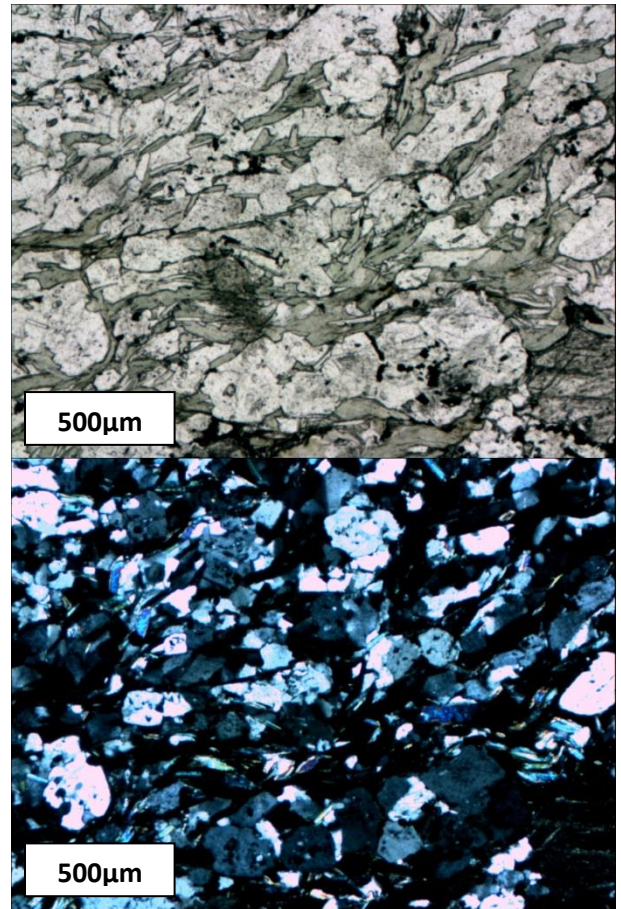


Figura A.8: Fotomicrografía muestra CHY-77, barra en imagen equivale a 500µm.

Quebrada del Carrizo

Esquisto verde de clorita - albita (CHY-78)

Coordenadas: 466302.76 S / 7132841.29 E

La textura principal es lepidoporfidoblástica, formada por bandas de clorita deformadas y fuertemente alteradas, la clorita se encuentra entre cúmulos de carbonatos, con cristales de calcita de mayor tamaño diseminados y gran cantidad de opacos. Se ve textura poiquiloblástica con cristales de albita encerrando cristales de epidota. Vetillas de calcita y calcita + cuarzo atraviesan el corte.

Mineralogía:

Carbonatos: 40%

Clorita: 30%, tamaño 0.1 - 0.5 mm, cristales anhedrales

Opacos: 15%, tamaño menor a 0.1 mm, amorfos.

Albita: 10%, tamaño de 0.5-1 mm, cristales subhedrales y cristales deformados con estructuras en domino.

Calcita: 2%, en vetilla

Epidota: 1%, tamaño menor a 0.1 mm, cristales subhedrales.

Cuarzo: 1%, en vetilla

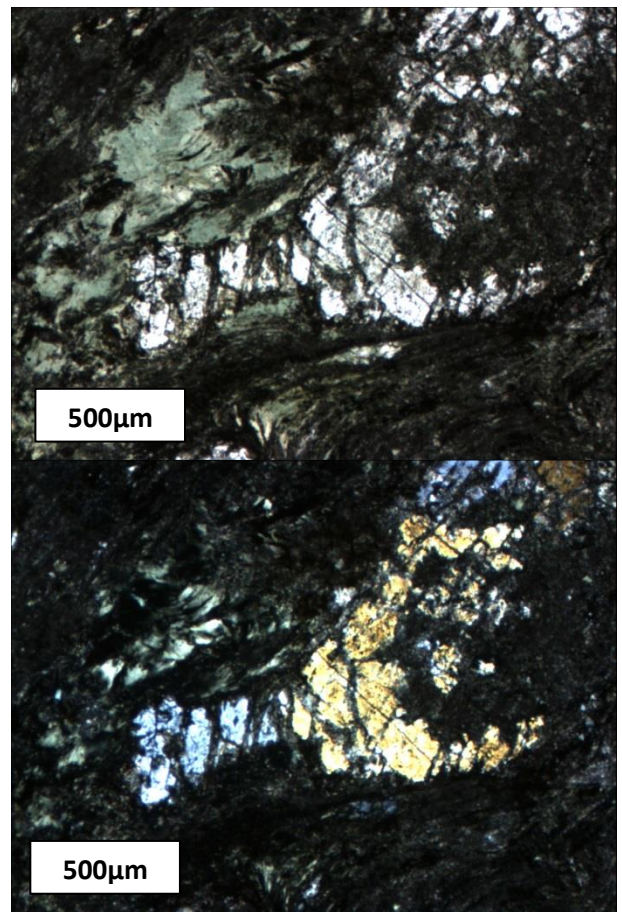


Figura A.9: Fotomicrografía muestra CHY-78, barra en imagen equivale a 500µm.

*Esquisto de albita – cuarzo – mica blanca
(CHY-79)*

Coordenadas: 466210.76 S / 7132748.29 E

La textura principal es lepidogranoblástica, también se observa textura poiquiloblástica con albitas encerrando albita, cuarzo. Las bandas de mica blanca fina se encuentran deformadas, mostrando crenulación y pliegues asimétricos; las albitas de grano grueso (>1mm) formaron sombras de presión generando estructuras similares a colas alfa. Minerales opacos están ampliamente distribuidos en el corte. Epidota y turmalina se encuentran como minerales accesorios. La paragénesis es de albita + cuarzo + mica blanca.

Mineralogía:

Albita: 35%, tamaño 0.1 – >1 mm, cristales anhedrales

Cuarzo: 30%, tamaño 0.2 – 1 mm, cristales anhedrales en bandas; tamaño 0.1 – 0.2 mm cristales anhedrales en zona masiva.

Mica blanca: 30%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, cristales subhedrales deformados.

Opacos: 10%, tamaño 0.1 – 1 mm, cristales anhedrales.

Epidota: <<1%,

Turmalina: <<1%.

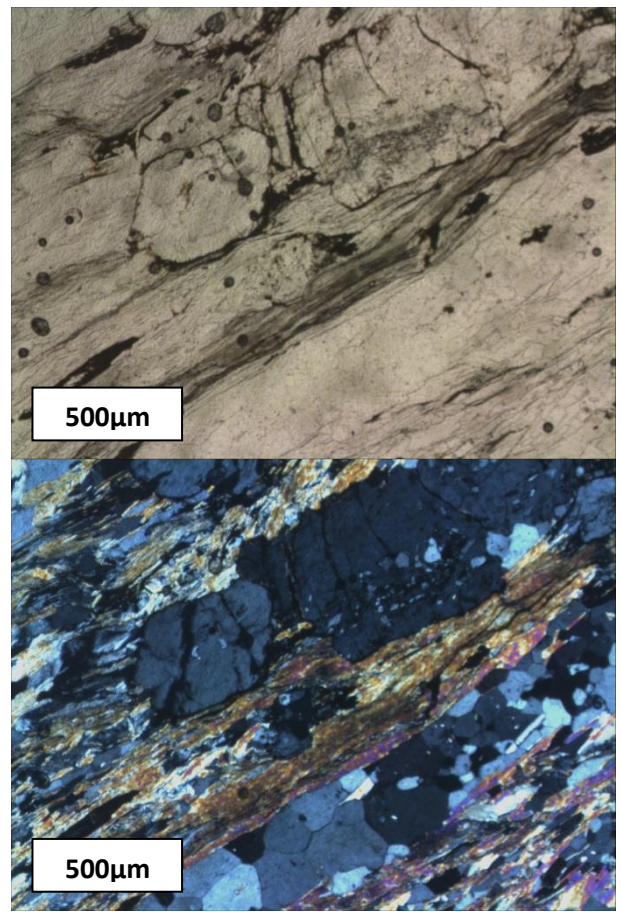


Figura A.10: Fotomicrografía muestra CHY-79, barra en imagen equivale a 500µm.

Esquisto de cuarzo – albita - clorita (CHY-80)

Coordenadas: 466210.76 S / 7132748.29 E

La textura principal es granolepidoblástica, también se observa textura poiquiloblástica con albitas encerrando cuarzo y albita. Bandas de cuarzo de grano medio a grueso se intercalan con agregados de cuarzo, poiquiloblastos de albita, y micas alteradas fuertemente a clorita y opacos. Calcita se presenta en muy bajo porcentaje, en vetilla y disseminado.

Mineralogía:

Cuarzo: 40%, tamaño >1mm – 0.5 mm, cristales anhedrales en bandas paralelas a la foliación; 20%, tamaño 0.1 – 0.2 en agregado granoblástico.

Albita: 18%, tamaño promedio 0.5 mm, cristales anhedrales.

Clorita: 10%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, cristales subhedrales.

Opacos 10%, 0.1 – 0.3 mm, cristales alargados junto con clorita.

Mica blanca 1%, 0.1 – 0.2 mm, cristales subhedrales.

Calcita 1%, en vetilla.

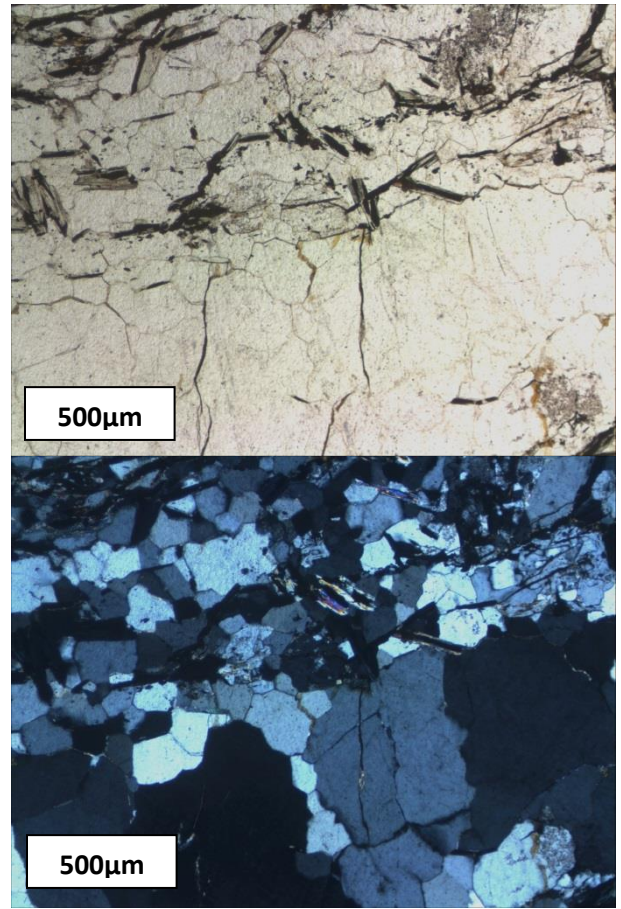


Figura A.11: Fotomicrografía muestra CHY-80, barra en imagen equivale a 500µm.

Esquisto de cuarzo - albita (CHY-81)

Coordenadas: 466300.76 S / 7132638.29 E

La textura principal es granolepidoblástica, también se observa textura poiquiloblástica con albitas encerrando cuarzo, albita y mica blanca. Algunas albitas se ven alargadas en la dirección de la esquistosidad. Se observan bandas de cuarzo de grano medio intercaladas con bandas discontinuas de mica; poiquiloblastos de albita se encuentran junto a las bandas de mica. Se presenta epidota y opacos como minerales accesorios. Además se observan peces de mica y estructuras en dominó.

Mineralogía:

Cuarzo: 70%, tamaño 0.1 – 0.5 mm con bandas de 0.5 mm en promedio, cristales anhedrales.

Albita: 25%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, cristales anhedrales

Mica blanca: 5%, tamaño 0.1 – 0.2 mm, cristales subhedrales.

Epidota <<1%

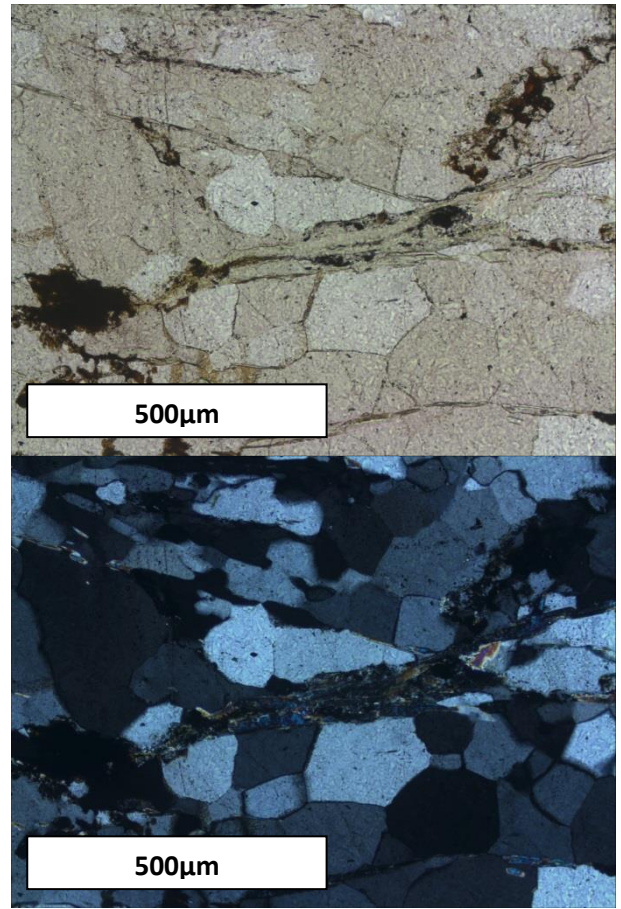


Figura A.12: Fotomicrografía muestra CHY-81, barra en imagen equivale a 500µm.

Cuarcita (CHY-82)

Coordenadas: 466273.76 S / 7132648.29 E

La textura principal es granolepidoblástica, se presentan bandas de cuarzo, de grano grueso, sin extinción ondulosa marcada, y medio, con extinción ondulosa, separadas por bandas semicontinuas de mica blanca y cuarzo de grano muy fino (0.05mm). Calcita se presenta en una vetilla al centro del corte, acompañada de mineralogía opaca. Epidota se presenta como mineral accesorio.

Mineralogía:

Cuarzo: 90%, bandas de tamaño 1mm en promedio y otras de 0.1 – 0.5 mm, masa granoblástica de 0.05 - 0.2 mm.

Mica blanca: 8%, cristales subhedrales de hasta 1 mm de largo.

Opacos: 1%, tamaño 0.1 mm, amorfos.

Calcita: 1%,

Epidota: <<1%

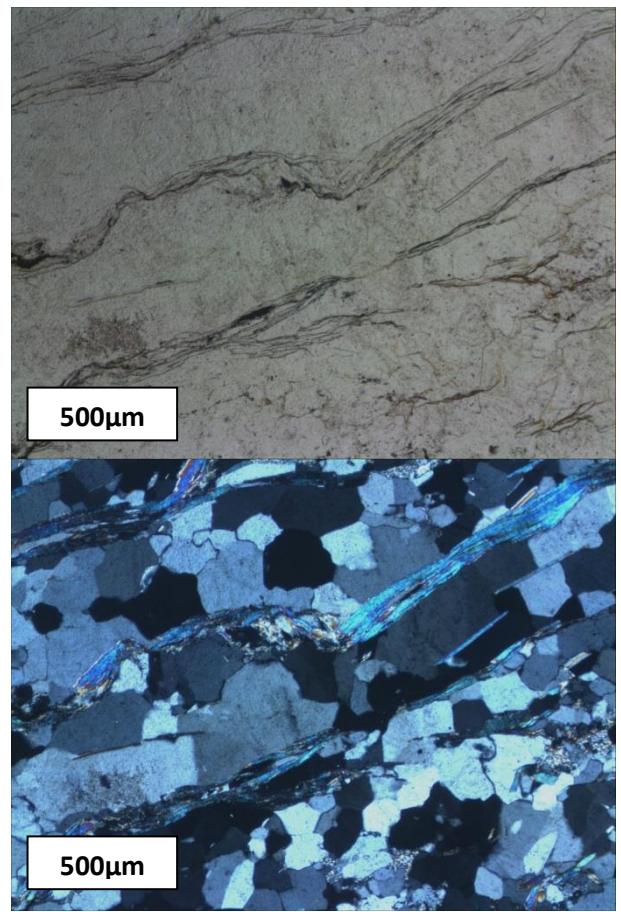


Figura A.13: Fotomicrografía muestra CHY-82, barra en imagen equivale a 500µm.

Esquistos de actinolita (CHY-84)

Coordenadas: 466903.75 S / 7132199.30 E

La textura principal es nematoblástica, causada por la presencia de actinolitas de gran tamaño, también se observa textura poiquiloblástica con albita encerrando actinolita y epidota, además se ven actinolitas encerrando otras actinolitas de menor tamaño. Minerales accesorios presentes son titanita y epidota, esta última de grano fino (0.05-0.1mm). La paragénesis presente es de albita + epidota + actinolita + clorita + titanita

Minerales:

Actinolita: 35%, tamaño 0.5 – 0.1 mm, cristales subhedrales

Albita: 35%, tamaño 0.5 – 1 mm, cristales anhedrales

Clorita: 14%, tamaño 0.1 – 0.5 mm, cristales subhedrales.

Cuarzo: 8%, tamaño 0.5 en promedio, cristales subhedrales.

Titanita: 5%, tamaño <0.1 – 0.2 mm, cristales anhedrales

Epidota: 2%, tamaño <0.1 – 0.1 mm, cristales subhedrales.

Opacos: 1%, tamaño 0.5 mm, algunos con forma hexagonal.

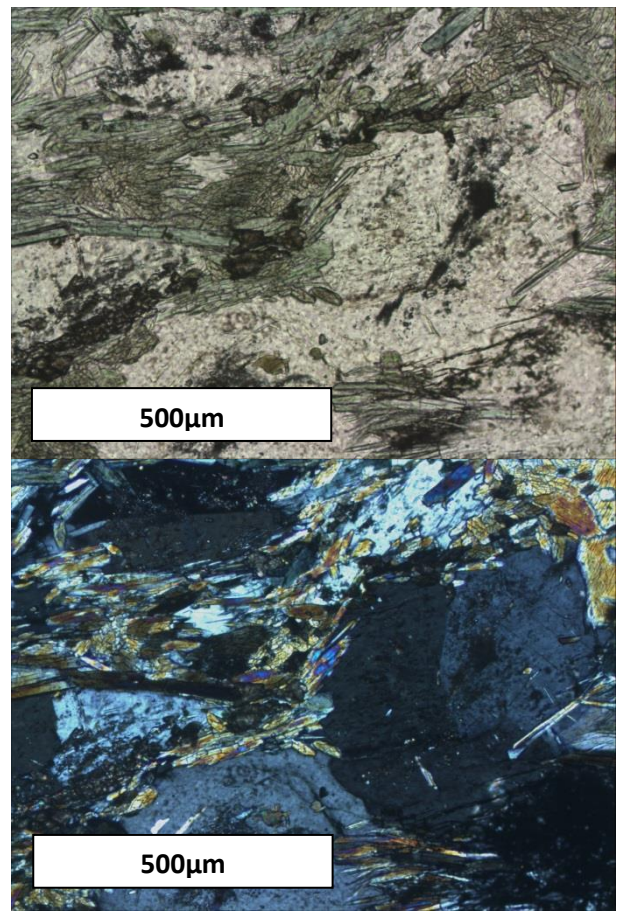


Figura A.14: Fotomicrografía muestra CHY-84, barra en imagen equivale a 500µm.

B. Anexo

Tablas de datos isotópicos

Tabla 3: Datos isotópicos y de edades para las muestras, D7, Complejo Metamórfico El Tránsito; LC03, Complejo Metamórfico del Choapa. Extracto de Álvarez et al. (2011).

Muestra	Concentración			Razones isotópicas							Edades Aparentes (Ma)					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(%)	Error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(Ma)
Muestra D7, Complejo Metamórfico El Tránsito (Álvarez et al., 2011)																
D7-1	436	157	2.8	9.17	3.94	4.082	4.1	0.2715	1.12	0.27	1548.6	15.4	1650.8	33.4	1783.5	71.9
D7-2	300	185	1.6	16.85	3.95	0.709	4.03	0.0866	0.82	0.2	535.4	4.2	544	17	579.9	85.8
D7-3	274	59	4.6	17.08	1.9	0.757	2.03	0.0937	0.71	0.35	577.5	3.9	572.1	8.9	550.8	41.5
D7-4	913	10	88.4	16.2	2.3	0.784	3.02	0.0921	1.95	0.65	568	10.6	587.9	13.5	665.4	49.3
D7-5	459	51	9	17.05	1.51	0.746	2.19	0.0923	1.59	0.72	568.8	8.7	566	9.5	554.7	33
D7-6	27	41	0.7	15.89	15.7	0.769	15.99	0.0887	3.04	0.19	547.7	16	579.3	70.7	705.6	335.9
D7-7	78	21	3.6	17.19	6.63	0.643	6.81	0.0801	1.57	0.23	496.9	7.5	504	27.1	536.6	145.3
D7-8	545	145	3.7	16.29	2.46	0.799	4.67	0.0944	3.97	0.85	581.4	22.1	596.3	21.1	653.3	52.8
D7-9	513	336	1.5	8.14	3.01	5.922	3.37	0.3498	1.52	0.45	1933.4	25.4	1964.5	29.3	1997.3	53.5
D7-10	484	117	4.1	14.53	3.12	1.132	3.59	0.1193	1.78	0.5	726.6	12.2	768.9	19.4	893.9	64.4
D7-13	570	85	6.7	16.81	4.06	0.781	4.11	0.0952	0.63	0.15	586.5	3.5	586.1	18.3	584.7	88.2
D7-14	883	37	23.8	16.73	3.04	0.756	3.13	0.0918	0.75	0.24	565.9	4.1	571.9	13.7	595.7	65.9
D7-15	275	257	1.1	16	2.27	0.987	2.39	0.1146	0.74	0.31	699.4	4.9	697.3	12	690.6	48.4
D7-16	183	341	0.5	16.99	3.52	0.686	3.67	0.0845	1.04	0.28	523.1	5.2	530.3	15.1	561.3	76.6
D7-17	254	12	20.4	18.2	4.53	0.562	4.58	0.0742	0.64	0.14	461.6	2.9	453.1	16.7	410.3	101.5
D7-19	59	39	1.5	17.07	6.75	0.704	7.19	0.0872	2.48	0.35	539.1	12.8	541.4	30.2	551	147.4
D7-20	135	30	4.4	12.54	4.12	2.152	4.16	0.1958	0.58	0.14	1152.5	6.1	1165.7	28.9	1190.5	81.4
D7-21	105	39	2.7	13.23	2.95	1.777	3.58	0.1705	2.03	0.57	1014.6	19.1	1036.9	23.3	1084.3	59.2
D7-22	341	160	2.1	13.2	2.2	1.954	2.43	0.1871	1.03	0.42	1105.5	10.5	1099.7	16.3	1088.4	44.1
D7-23	176	81	2.2	13.21	2.51	1.725	2.76	0.1653	1.14	0.41	986.1	10.4	1018	17.7	1087.2	50.4
D7-24	535	306	1.7	17.7	2.93	0.585	2.99	0.075	0.58	0.19	466.4	2.6	467.5	11.2	472.6	64.9
D7-25	122	168	0.7	17.38	4.77	0.734	4.83	0.0926	0.73	0.15	570.7	4	559.1	20.8	512.1	105
D7-26	296	82	3.6	17.67	5.86	0.618	5.91	0.0791	0.78	0.13	491	3.7	488.3	22.9	475.9	129.7
D7-27	296	154	1.9	17.23	6.59	0.5	6.62	0.0625	0.62	0.09	390.8	2.4	411.9	22.4	531.9	144.5
D7-28	429	80	5.4	16.67	2.04	0.768	2.56	0.0928	1.55	0.6	572.3	8.5	578.5	11.3	603	44.2

Muestra	Concentración			Razones Isotópicas							Edades Aparentes					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(%)	Error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(Ma)
D7-29	648	186	3.5	13.18	2.17	1.906	2.47	0.1822	1.18	0.48	1079	11.7	1083.1	16.5	1091.3	43.5
D7-30	455	156	2.9	11.95	2.5	1.883	3.18	0.1633	1.96	0.62	974.9	17.7	1083.1	16.5	1097.3	43.5
D7-32	87	86	1	5.44	2.89	12.444	3.68	0.4909	2.27	0.62	2574.4	48.2	2638.5	34.6	2688.1	47.8
D7-34	143	130	1.1	10.93	4.03	3.143	4.17	0.2491	1.07	0.26	1433.7	13.8	1443.2	32.1	1457.3	76.7
D7-36	234	129	1.8	16.07	2.06	0.908	2.23	0.1058	0.86	0.39	648.4	5.3	656.1	10.8	682.4	44
D7-38	91	44	2.1	13.37	4.08	1.878	4.12	0.1821	0.6	0.15	1078.2	6	1073.4	27.3	1063.6	82.1
D7-39	164	178	0.9	13.47	5.02	1.469	5.87	0.1435	3.03	0.52	864.4	24.5	917.6	35.5	1047.8	101.4
D7-40	83	45	1.8	16.78	2.54	0.759	3.08	0.0924	1.74	0.57	569.8	9.5	573.6	13.5	588.9	55.1
D7-41	160	47	3.4	17.5	1.67	0.679	2.14	0.0861	1.34	0.63	532.7	6.9	526.1	8.8	497.6	36.7
D7-43	202	186	1.1	15.96	2.02	0.948	2.49	0.1097	1.45	0.58	671	9.2	677	12.3	696.9	43.1
D7-44	381	198	1.9	12.81	2.32	1.89	2.76	0.1756	1.49	0.54	1043.1	14.4	1077.7	18.3	1148.4	46.1
D7-45	214	60	3.6	13.85	2.18	1.716	2.4	0.1724	1.01	0.42	1025.4	9.6	1014.6	15.4	991.4	44.4
D7-46	102	85	1.2	6.67	2.83	8.818	2.88	0.4268	0.54	0.19	2291.2	10.4	2319.3	26.3	2344.1	48.4
D7-47	879	101	8.7	16.93	2.64	0.741	3.89	0.0909	2.86	0.73	561	15.4	562.8	16.8	569.8	57.5
D7-48	852	272	3.1	16.59	1.23	0.809	1.59	0.0973	1.01	0.63	598.4	5.8	601.7	7.2	614.1	26.6
D7-49	197	301	0.7	16.82	1.58	0.812	2.01	0.099	1.23	0.61	608.6	7.1	603.3	9.1	583.6	34.4
D7-50	145	101	1.4	17.58	3.14	0.674	3.58	0.086	1.72	0.48	531.5	8.8	523.2	14.6	487	69.2
D7-51	743	464	1.6	16.27	1.53	0.92	1.9	0.1085	1.12	0.59	664.3	7.1	662.2	9.2	655	32.8
D7-52	339	134	2.5	18.5	3.43	0.453	3.53	0.0607	0.81	0.23	380.2	3	379.2	11.2	373.1	77.3
D7-53	67	60	1.1	8.93	4.12	5.086	4.19	0.3293	0.77	0.18	1834.9	12.3	1833.8	35.6	1832.5	74.7
D7-54	187	260	0.7	17.41	2.57	0.699	2.68	0.0883	0.74	0.28	545.5	3.9	538.4	11.2	508.6	56.6
D7-56	226	201	1.1	9.36	1.79	3.887	3.65	0.264	3.18	0.87	1510	42.8	1611	29.5	1745.6	32.8
D7-57	179	86	2.1	4.49	2.67	17.697	3.27	0.5764	1.88	0.58	2933.9	44.3	2973.4	31.4	3000.2	42.9
D7-58	479	35	13.8	13.64	3.16	1.579	4	0.1562	2.45	0.61	935.7	21.3	962	24.9	1022.7	64
D7-60	86	118	0.7	18.09	7	0.662	7.19	0.0869	1.62	0.23	537.1	8.3	516	29.1	423.8	156.4
D7-61	298	124	2.4	13.35	2.7	1.845	2.91	0.1786	1.09	0.37	1059.5	10.6	1061.6	19.2	1065.9	54.3
D7-62	590	326	1.8	12.54	2.45	2.203	2.66	0.2003	1.03	0.39	1177.1	11.1	1181.8	18.6	1190.6	48.4
D7-64	1112	15	72	15.61	3.42	0.955	3.46	0.1081	0.5	0.14	662	3.1	680.8	17.1	743.6	72.3

Muestra	Concentración			Razones Isotópicas							Edades Aparentes					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(%)	Error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(Ma)
D7-66	365	24	15.5	16.96	2.6	0.705	2.74	0.0868	0.85	0.31	536.3	4.4	541.9	11.5	565.2	56.7
D7-67	146	80	1.8	17.95	4.95	0.685	5.03	0.0891	0.91	0.18	550.3	4.8	529.6	20.8	441.1	110.1
D7-68	25	13	2	11.43	7.1	2.564	7.28	0.2125	1.59	0.22	1242.2	18	1290.4	53.2	1371.4	136.8
D7-69	188	70	2.7	4.39	2.79	17.701	3.1	0.564	1.34	0.43	2883.2	31.2	2973.6	29.8	3035.4	44.7
D7-70	65	64	1	13.73	3.81	1.694	3.86	0.1687	0.62	0.16	1004.9	5.8	1006.4	24.7	1009.7	77.3
D7-71	357	7	51.1	12.25	2.56	2.305	2.72	0.2049	0.91	0.33	1201.4	10	1213.8	19.2	1236	50.2
D7-72	315	207	1.5	16.81	2.19	0.791	2.74	0.0964	1.64	0.6	593.1	9.3	591.6	12.3	585.5	47.6
D7-73	112	41	2.7	17.77	4.05	0.666	4.16	0.0858	0.97	0.23	530.4	4.9	518	16.9	463.8	89.7
D7-74	168	138	1.2	5.39	1.83	11.039	4.17	0.4316	3.75	0.9	2313	72.9	2526.4	38.9	2702.6	30.2
D7-76	226	50	4.5	16.25	3.98	0.8	4.68	0.0943	2.46	0.53	581.1	13.7	597.1	21.1	658	85.4
D7-77	80	31	2.5	13.67	3.54	1.787	3.62	0.1772	0.76	0.21	1051.5	7.4	1040.6	23.6	1017.8	71.8
D7-78	465	116	4	13.52	2.74	1.701	2.79	0.1667	0.5	0.18	994	4.6	1008.8	17.8	1041.1	55.3
D7-79	310	81	3.8	13.18	2.82	1.965	2.86	0.1878	0.5	0.17	1109.6	5.1	1103.6	19.3	1091.8	56.5
D7-80	609	130	4.7	16.45	1.61	0.867	1.74	0.1034	0.67	0.38	634.4	4	633.8	8.2	631.9	34.7
D7-81	341	84	4.1	16.5	2.91	0.811	3.02	0.0971	0.8	0.26	597.3	4.6	603.3	13.7	625.7	62.8
D7-82	431	154	2.8	16.51	1.83	0.85	1.9	0.1018	0.5	0.26	625.1	3	624.8	8.9	623.6	39.5
D7-83	267	75	3.6	16	1.95	0.881	2.26	0.1022	1.13	0.5	627.3	6.8	641.5	10.7	691.8	41.7
D7-85	330	128	2.6	15.56	2.83	1.138	2.94	0.1284	0.78	0.27	778.8	5.7	771.6	15.9	750.7	59.8
D7-86	194	57	3.4	13.57	1.72	1.772	1.93	0.1744	0.88	0.46	1036.2	8.4	1035.3	12.5	1033.4	34.8
D7-87	125	65	1.9	13.36	2.29	1.885	2.38	0.1827	0.66	0.28	1081.9	6.6	1075.9	15.8	1063.9	46.1
D7-88	274	96	2.9	13.26	1.67	1.576	1.98	0.1516	1.07	0.54	909.9	9.1	960.8	12.3	1079.3	33.5
D7-89	829	244	3.4	16.62	3.1	0.78	3.16	0.094	0.62	0.2	579.1	3.4	585.4	14	610	66.9
D7-90	1677	504	3.3	17.38	2.19	0.643	2.4	0.0811	0.99	0.41	502.6	4.8	504.2	9.6	511.7	48.1
D7-91	25	1	18.6	18.81	16.86	0.671	16.92	0.0916	1.39	0.08	564.8	7.5	521.4	69.1	335.4	384.6
D7-92	347	127	2.7	13.26	1.77	1.783	2.21	0.1715	1.33	0.6	1020.2	12.5	1039.2	14.4	1079.4	35.5
D7-94	71	211	0.3	8.03	2	6.124	2.41	0.3567	1.34	0.56	1966.5	22.7	1993.7	21	2021.9	35.5
D7-95	293	125	2.4	13.73	1.91	1.596	3.49	0.159	2.92	0.84	951.3	25.8	968.8	21.8	1008.7	38.7
D7-96	818	45	18.2	15.06	1.82	1.139	1.89	0.1244	0.5	0.26	755.8	3.6	772	10.2	819.2	38

Muestra	Concentración			Razones Isotópicas							Edades Aparentes					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(%)	Error corr.	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±(Ma)
D7-97	202	103	2	17.01	1.54	0.747	2.22	0.0922	1.59	0.72	568.6	8.7	566.7	9.6	559.2	33.7
D7-98	283	107	2.6	16.87	2.86	0.796	3.19	0.0974	1.41	0.44	599	8.1	594.4	14.4	576.6	62.2
D7-99	1062	100	10.6	16.25	2.76	0.869	2.81	0.1025	0.53	0.19	628.8	3.2	635.1	13.3	657.7	59.2
D7-100	224	139	1.6	17.45	4.32	0.691	4.52	0.0874	1.32	0.29	540.3	6.8	533.2	18.7	502.8	95.2
D7-101	628	86	7.3	16.46	1.96	0.848	2.04	0.1013	0.58	0.28	622	3.4	623.8	9.5	630.3	42.2
D7-102	174	34	5.2	16.19	4.34	0.799	5.44	0.0938	3.28	0.6	578.2	18.1	596.3	24.6	665.7	93.1
D7-103	225	89	2.5	13.76	2.17	1.446	5.29	0.1443	4.82	0.91	869	39.2	908.1	31.7	1004.3	44.1
D7-104	394	114	3.4	16.67	3.94	0.653	5.62	0.079	4.01	0.71	490.1	18.9	510.5	22.6	603	85.3
D7-105	244	98	2.5	5.36	1.05	12.569	4.15	0.4884	4.01	0.97	2563.8	84.8	2647.9	39	2712.8	17.3
D7-106	167	478	0.3	16.95	2.87	0.786	2.94	0.0966	0.65	0.22	594.7	3.7	588.9	13.1	566.7	62.4
D7-107	564	166	3.4	17.19	2.2	0.72	2.26	0.0898	0.5	0.22	554.1	2.7	550.6	9.6	535.9	48.1
D7-109	839	417	2	17.83	1.62	0.54	1.91	0.0699	1	0.52	435.3	4.2	438.5	6.8	455.3	36
D7-110	323	83	3.9	14.16	2.26	1.244	3.09	0.1277	2.1	0.68	774.8	15.3	820.6	17.4	947	46.3
D7-30	455	156	2.9	11.95	2.5	1.883	3.18	0.1633	1.96	0.62	974.9	17.7	1075.2	21.1	1284.7	48.7

Muestra LC03, Complejo Metamórfico del Choapa (Álvarez et al., 2011)

LC03-1	6	3	2	17.24	27.86	0.534	29.04	0.0667	8.19	0.28	416.3	33	434.2	103	530.4	621.5
LC03-2	395	234	1.7	12.56	0.74	2.024	0.91	0.1843	0.53	0.58	1090.2	5.3	1123.5	6.2	1188.3	14.7
LC03-3	476	184	2.6	16.13	1.26	0.921	1.82	0.1078	1.31	0.72	659.8	8.2	662.9	8.9	673.5	27
LC03-4	119	5	22.1	16.01	10.98	0.783	11.03	0.0909	1.04	0.09	560.7	5.6	587.1	49.2	690.5	234.8
LC03-6	773	116	6.6	6.01	0.85	9.258	1.03	0.4035	0.58	0.56	2185	10.7	2363.9	9.4	2522	14.3
LC03-7	284	51	5.6	11.92	1.28	2.318	2.17	0.2004	1.75	0.81	1177.2	18.8	1217.8	15.4	1290.3	24.9
LC03-8	521	130	4	13.12	1.19	1.774	2.15	0.1688	1.79	0.83	1005.7	16.7	1035.9	14	1100.3	23.8
LC03-9	323	110	2.9	13.93	3	1.423	3.11	0.1438	0.83	0.27	865.9	6.7	898.6	18.6	979.7	61.1
LC03-10	166	73	2.3	5.43	1.02	10.784	1.24	0.425	0.7	0.57	2283	13.5	2504.7	11.5	2689.7	16.9
LC03-11	523	31	16.8	16.84	0.9	0.781	1.21	0.0954	0.81	0.67	587.3	4.5	586	5.4	581.2	19.6
LC03-12	124	59	2.1	12.98	3	1.923	3.74	0.181	2.23	0.6	1072.6	22	1089.1	25	1122.3	59.8
LC03-13	97	65	1.5	18.27	4.38	0.58	5.31	0.0769	2.99	0.56	477.6	13.8	464.7	19.8	401.4	98.2
LC03-14	29	25	1.2	19.29	19.32	0.578	20.85	0.0809	7.83	0.38	501.3	37.8	463.1	77.7	278.1	446

Muestra	Concentración			Razones Isotópicas							Edades Aparentes					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/T h	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\%)$	Error corr.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm(\text{Ma})$
LC03-15	823	94	8.7	16.42	1.26	0.888	2.21	0.1058	1.81	0.82	648.3	11.2	645.4	10.5	635.3	27.1
LC03-16	761	9	86.5	16.61	0.75	0.808	1.28	0.0973	1.04	0.81	598.8	5.9	601.3	5.8	610.6	16.2
LC03-17	304	106	2.9	16.83	1.04	0.75	2.14	0.0915	1.87	0.87	564.5	10.1	568.1	9.3	582.6	22.6
LC03-18	203	195	1	13.49	0.92	1.59	2.2	0.1555	2	0.91	931.6	17.3	966.1	13.7	1045.6	18.6
LC03-19	627	187	3.4	13.9	1.8	1.691	1.9	0.1705	0.62	0.33	1014.8	5.8	1005.3	12.2	984.5	36.6
LC03-20	377	202	1.9	13.32	0.74	1.886	1.55	0.1822	1.36	0.88	1078.8	13.5	1076.2	10.3	1071.1	14.9
LC03-21	785	72	10.9	15.61	0.7	1.098	0.99	0.1243	0.7	0.71	755.1	5	752.2	5.3	743.5	14.8
LC03-22	243	68	3.6	16.31	10.47	0.78	10.54	0.0922	1.22	0.12	568.8	6.6	585.5	46.9	650.6	225.4
LC03-23	333	344	1	16.56	1.91	0.861	2.23	0.1034	1.14	0.51	634.2	6.9	630.5	10.5	617.4	41.3
LC03-24	137	73	1.9	17.06	3.51	0.765	3.73	0.0947	1.25	0.34	583.1	7	576.9	16.4	552.6	76.6
LC03-25	181	136	1.3	13.23	1.08	1.901	2.22	0.1824	1.94	0.87	1080	19.3	1081.5	14.8	1084.5	21.7
LC03-27	732	54	13.6	13.65	1.66	1.727	2.27	0.171	1.55	0.68	1017.4	14.6	1018.8	14.6	1021.8	33.6
LC03-28	862	379	2.3	17.06	0.81	0.719	1.52	0.089	1.28	0.84	549.3	6.7	550.1	6.4	553	17.7
LC03-30	458	410	1.1	17.89	1.6	0.597	2.16	0.0774	1.45	0.67	480.7	6.7	475.2	8.2	448.6	35.7
LC03-31	766	120	6.4	16.13	1.3	0.841	1.39	0.0983	0.5	0.36	604.7	2.9	619.6	6.5	674.3	27.8
LC03-32	120	77	1.6	16.81	3.76	0.685	4.3	0.0835	2.09	0.49	517.2	10.4	530	17.8	585.6	81.7
LC03-33	564	254	2.2	14.06	0.92	1.462	1.05	0.149	0.5	0.48	895.6	4.2	914.8	6.3	961.5	18.8
LC03-34	255	366	0.7	8.94	1.57	3.418	5.3	0.2216	5.06	0.96	1290.3	59.2	1508.6	41.6	1830	28.5
LC03-35	459	325	1.4	12.92	3.65	1.553	4.12	0.1455	1.92	0.47	875.9	15.7	951.7	25.5	1131.5	72.6
LC03-36	541	235	2.3	13.66	1.42	1.714	1.95	0.1699	1.33	0.68	1011.5	12.5	1013.9	12.5	1019.2	28.8
LC03-37	61	36	1.7	16.52	2.5	0.74	2.7	0.0887	1.01	0.37	547.7	5.3	562.5	11.7	623	54
LC03-38	1218	56	21.6	16.76	1.02	0.784	2.82	0.0953	2.63	0.93	586.7	14.7	587.7	12.6	591.4	22.1
LC03-39	163	97	1.7	18.89	2.32	0.422	2.48	0.0579	0.89	0.36	362.6	3.1	357.6	7.5	325.8	52.6
LC03-40	188	69	2.7	13.93	2.25	1.146	3.07	0.1157	2.09	0.68	706	14	775.2	16.7	980.1	45.9
LC03-41	431	30	14.4	13.41	1.59	1.668	2.27	0.1622	1.62	0.71	969.3	14.6	996.3	14.4	1056.4	32
LC03-42	305	131	2.3	18.32	2.55	0.444	2.61	0.059	0.52	0.2	369.7	1.9	373.2	8.1	395	57.3
LC03-43	514	28	18.1	16.42	2.46	0.811	3.69	0.0966	2.75	0.75	594.6	15.6	603.3	16.8	636	53
LC03-44	341	30	11.3	17.12	2.03	0.586	2.09	0.0727	0.5	0.24	452.3	2.2	468	7.8	545.6	44.3

Muestra	Concentración			Razones Isotópicas							Edades Aparentes					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/T h	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\%)$	Error corr.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm(\text{Ma})$
LC03-45	180	193	0.9	16.68	4.77	0.727	4.82	0.0879	0.68	0.14	543.4	3.5	554.8	20.6	601.8	103.3
LC03-46	165	114	1.4	16.4	2.55	0.872	3.48	0.1037	2.37	0.68	635.8	14.3	636.5	16.5	638.8	54.9
LC03-47	46	15	3.2	16.25	3.01	0.932	3.4	0.1099	1.58	0.46	672.2	10.1	668.9	16.7	657.9	64.6
LC03-48	243	132	1.8	13.82	3.32	1.443	8.6	0.1447	7.93	0.92	870.9	64.6	906.8	51.6	995.3	67.5
LC03-49	354	44	8.1	17.08	2.3	0.726	2.47	0.0899	0.9	0.36	554.8	4.8	553.9	10.6	550.3	50.3
LC03-50	137	41	3.3	6.63	1.35	8.966	2.11	0.4313	1.62	0.77	2311.4	31.5	2334.6	19.3	2354.9	23.1
LC03-51	195	83	2.4	17.24	1.63	0.711	2.15	0.0889	1.41	0.65	549.1	7.4	545.5	9.1	530.6	35.7
LC03-52	236	157	1.5	6.1	1.58	9.763	2.55	0.4318	2	0.78	2314	38.9	2412.7	23.5	2497	26.6
LC03-53	706	264	2.7	14.31	2.25	1.126	2.49	0.1169	1.05	0.42	712.5	7.1	766	13.4	925.5	46.3
LC03-54	696	149	4.7	14	1.6	1.362	2.51	0.1383	1.93	0.77	834.8	15.1	872.7	14.7	970.2	32.7
LC03-55	137	70	2	11.54	3.05	2.156	10.4	0.1805	9.94	0.96	1069.5	98	1167	72.2	1352.9	58.9
LC03-56	490	95	5.2	14.95	1.51	1.055	1.64	0.1144	0.64	0.39	698.1	4.2	731.1	8.6	833.7	31.5
LC03-57	840	242	3.5	5.13	2.41	13.563	2.46	0.5049	0.5	0.2	2634.8	10.8	2719.7	23.3	2783.4	39.5
LC03-58	437	70	6.2	13.93	2.21	1.271	3.32	0.1284	2.48	0.75	778.9	18.2	833.1	18.9	980.3	45.1
LC03-59	441	17	25.6	4.77	2.76	14.697	3	0.5089	1.18	0.39	2652.1	25.7	2795.8	28.5	2901.3	44.8
LC03-60	242	44	5.6	16.26	1.23	0.787	4.57	0.0929	4.4	0.96	572.6	24.1	589.7	20.4	656.3	26.3
LC03-61	196	93	2.1	14.15	2.08	1.265	2.2	0.1299	0.69	0.31	787	5.1	830.3	12.5	947.8	42.7
LC03-62	609	77	7.9	16.46	1.45	0.771	1.54	0.092	0.5	0.33	567.4	2.7	580.1	6.8	630.5	31.3
LC03-63	375	134	2.8	15.94	2.76	0.798	2.81	0.0922	0.5	0.18	568.7	2.7	595.6	12.6	699.6	58.8
LC03-64	1436	185	7.8	16.38	1.13	0.861	1.93	0.1023	1.56	0.81	627.7	9.3	630.4	9	640.4	24.3
LC03-65	166	79	2.1	8.83	1.79	4.626	3.13	0.2964	2.57	0.82	1673.4	37.9	1753.9	26.2	1851.2	32.4
LC03-66	535	200	2.7	13.12	1.45	1.771	1.65	0.1685	0.79	0.48	1004	7.3	1034.9	10.7	1100.8	29
LC03-67	162	155	1	17.4	2.06	0.692	2.18	0.0873	0.71	0.33	539.5	3.7	533.8	9	509.6	45.2
LC03-68	170	96	1.8	10.81	1.01	3.072	1.65	0.2408	1.3	0.79	1391.1	16.3	1425.7	12.6	1477.8	19.2
LC03-69	211	34	6.2	17.14	2.28	0.683	3.06	0.0848	2.04	0.67	525	10.3	528.4	12.6	543.2	49.8
LC03-72	190	87	2.2	13.08	3.47	1.677	8.11	0.1591	7.33	0.9	951.7	64.9	1000	51.6	1107.4	69.3
LC03-73	119	63	1.9	5.62	1.33	10.765	1.42	0.4386	0.5	0.35	2344.4	9.8	2503	13.2	2634.4	22.1

Muestra	Concentración			Razones Isotópicas							Edades Aparentes					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/T h	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm(\%)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\%)$	Error corr.	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(\text{Ma})$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm(\text{Ma})$
LC03-74	394	184	2.1	8.1	4.34	4.94	4.66	0.2902	1.71	0.37	1642.6	24.8	1809	39.4	2006.6	77.1
LC03-75	98	134	0.7	13.51	3.6	1.689	3.77	0.1654	1.12	0.3	986.8	10.2	1004.3	24	1042.6	72.6
LC03-76	421	143	2.9	12	2.04	2.045	2.12	0.178	0.56	0.26	1056.3	5.5	1130.6	14.4	1276.2	39.8
LC03-78	95	239	0.4	16.88	6.88	0.688	8.67	0.0842	5.27	0.61	521	26.4	531.3	35.9	575.8	149.8
LC03-77	484	284	1.7	15.14	13.7	0.717	13.75	0.0788	1.11	0.08	488.8	5.2	549.2	58.4	807.9	288
LC03-79	200	128	1.6	16.69	1.73	0.812	2.08	0.0983	1.16	0.56	604.2	6.7	603.5	9.5	600.6	37.5
LC03-80	65	95	0.7	18.14	3.66	0.533	4.35	0.0702	2.34	0.54	437.1	9.9	434	15.4	417.5	81.8
LC03-81	681	61	11.2	16.61	1.32	0.719	2.22	0.0866	1.78	0.8	535.1	9.1	549.9	9.4	611.4	28.6
LC03-82	199	168	1.2	10.57	7.94	2.584	8.56	0.1981	3.18	0.37	1164.9	33.9	1296	62.7	1520.2	150
LC03-85	257	14	17.8	5.62	2.86	8.916	9.57	0.3634	9.13	0.95	1998.5	156.9	2329.5	87.6	2633.6	47.5
LC03-86	238	85	2.8	7.02	1.22	8.068	1.53	0.4106	0.93	0.61	2217.5	17.4	2238.6	13.9	2258	21.1
LC03-87	211	200	1.1	16.69	3.1	0.773	3.22	0.0936	0.85	0.26	576.7	4.7	581.6	14.2	600.5	67.2
LC03-88	535	179	3	17.71	1.93	0.607	2.09	0.0779	0.79	0.38	483.7	3.7	481.4	8	470.3	42.8
LC03-89	390	105	3.7	14.17	2.9	1.267	3.99	0.1302	2.74	0.69	789.3	20.4	831.2	22.7	944.9	59.4
LC03-90	295	118	2.5	16.56	11.52	0.742	11.56	0.0891	0.98	0.08	550.3	5.2	563.4	50	617	249.5
LC03-91	323	125	2.6	16.46	2.36	0.877	2.41	0.1047	0.5	0.21	641.7	3.1	639.3	11.4	630.6	50.8
LC03-92	350	84	4.2	14.71	1.19	1.163	1.59	0.124	1.05	0.66	753.8	7.5	783.2	8.7	868.1	24.7
LC03-94	860	346	2.5	14.11	1.14	1.106	1.95	0.1131	1.58	0.81	690.9	10.4	756.1	10.4	953.9	23.3
LC03-95	226	418	0.5	15.55	6.23	0.479	6.39	0.054	1.4	0.22	339.3	4.6	397.4	21	751.3	131.7
LC03-96	414	165	2.5	17.85	1.53	0.591	2.44	0.0765	1.9	0.78	475.1	8.7	471.4	9.2	453.2	34
LC03-97	163	93	1.7	12.6	5.7	2.036	6.08	0.186	2.12	0.35	1099.5	21.4	1127.5	41.4	1181.8	112.7
LC03-98	440	566	0.8	17.24	6.58	0.578	6.64	0.0723	0.88	0.13	449.9	3.8	463.3	24.7	530.6	144.3
LC03-99	202	133	1.5	6.35	3.03	8.516	4.41	0.3921	3.21	0.73	2132.4	58.3	2287.7	40.1	2429.4	51.4
LC03100	154	152	1	17.21	2.11	0.698	2.54	0.0871	1.41	0.56	538.3	7.3	537.5	10.6	534.1	46.1

Tabla 4: Datos isotópicos para la muestra, CHY – 39, Esquistos El Jardín.

Muestra	Punto	Razones Isotópicas											Concentración				
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1sigma	coef. corr	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	Pb total %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U
Muestra CHY-39, Esquisto El Jardín																	
CHY - 39	1.1	2.0578	0.0371	0.198	0.0018	0.81	5.0503	0.0467	0.0754	0.0013	0.2118	0.0069	0.21	69.7	225.3	318.9	0.706
CHY - 39	10.1	5.1979	0.0861	0.3197	0.0029	0.95	3.1283	0.0288	0.1179	0.0019	0.3306	0.0233	0.12	106.9	300.8	233.1	1.291
CHY - 39	17.1	4.8372	0.095	0.3231	0.0035	0.9	3.0946	0.0337	0.1086	0.002	0.3612	0.0406	0.19	92.8	280.3	221.6	1.265
CHY - 39	21.1	2.2215	0.0619	0.2058	0.0027	0.19	4.8591	0.0637	0.0783	0.0023	0.1115	0.0089	0.39	26.6	49.6	120.2	0.412
CHY - 39	27.1	2.0978	0.0523	0.1944	0.0025	0.8	5.1437	0.0655	0.0783	0.0018	0.1724	0.0183	0.48	63.4	137.6	276.7	0.497
CHY - 39	28.1	2.338	0.0415	0.2087	0.0022	1	4.7924	0.0496	0.0813	0.0012	0.168	0.0078	0.06	175.9	442.8	733.7	0.604
CHY - 39	32.1	10.5017	0.1686	0.4531	0.0046	0.94	2.2069	0.0222	0.1681	0.0021	0.0071	0.0018	0.03	1046.7	100.7	2176	0.046
CHY - 39	38.1	26.8169	0.3701	0.6633	0.0063	1	1.5076	0.0142	0.2932	0.0037	0.0467	0.0248	0.09	217.7	129	252.2	0.511
CHY - 39	60.1	2.7106	0.0425	0.2255	0.0026	0.96	4.4339	0.0506	0.0872	0.0013	0.2677	0.0613	2.79	145.2	550.1	499.6	1.101
CHY - 39	4.1	1.9119	0.0324	0.1832	0.0016	0.66	5.4596	0.0482	0.0757	0.0012	0.1189	0.0076	0.17	82.4	145.8	419.6	0.348
CHY - 39	37.1	1.6986	0.0316	0.1695	0.0018	0.91	5.8996	0.061	0.0727	0.0013	0.0973	0.0184	0.15	162.9	361.4	832.4	0.434
CHY - 39	52.1	1.89	0.0554	0.1823	0.0034	0.82	5.4858	0.1014	0.0752	0.0026	0.1997	0.0465	0.42	34.9	148.9	162	0.919
CHY - 39	2.1	1.164	0.0211	0.1299	0.0012	0.92	7.7003	0.0691	0.065	0.0012	0.1818	0.0048	1.58	67	280.5	485.5	0.578
CHY - 39	3.1	0.9342	0.0149	0.1114	0.0009	0.85	8.9759	0.0728	0.0608	0.0009	0.0318	0.0067	0.06	114.5	152.6	1057.1	0.144
CHY - 39	5.1	0.593	0.0383	0.0733	0.0018	0.61	13.6362	0.3419	0.0586	0.0032	0.0807	0.06	1.26	63	285.1	820.2	0.348
CHY - 39	6.1	0.5688	0.0164	0.0738	0.0009	0.7	13.5558	0.1616	0.0559	0.0017	0.2735	0.0372	0.89	29.8	303.7	309.7	0.981
CHY - 39	8.1	0.5991	0.0113	0.0774	0.0007	0.98	12.9275	0.1138	0.0562	0.0011	0.1425	0.0382	0.07	65.3	483.3	733.8	0.659
CHY - 39	9.1	0.8598	0.0164	0.1038	0.0009	0.38	9.6377	0.0878	0.0601	0.0011	0.4096	0.0691	0	94.7	1083.5	672.8	1.611
CHY - 39	11.1	0.6267	0.0154	0.0791	0.0008	0.75	12.6385	0.1351	0.0574	0.0015	0.1652	0.0238	0.38	40.3	279.6	442.3	0.632
CHY - 39	14.1	0.3651	0.0109	0.0498	0.0006	0.91	20.0969	0.2494	0.0532	0.0014	0.1305	0.0133	0.46	32.3	281.2	557.7	0.504
CHY - 39	15.1	0.719	0.0219	0.0888	0.0011	0.69	11.2599	0.1423	0.0587	0.0018	0.4082	0.0393	0.82	37.3	425.3	285	1.492
CHY - 39	16.1	0.3615	0.0162	0.0495	0.0008	0.16	20.1922	0.3189	0.0529	0.0026	0.8519	4.6316	5.89	13.7	161.1	253.9	0.634
CHY - 39	18.1	0.6937	0.0184	0.0855	0.001	0.95	11.6944	0.1351	0.0588	0.0016	0.0644	0.0126	0.29	32.9	90.5	338.9	0.267
CHY - 39	19.1	1.0913	0.0397	0.1232	0.0018	0.89	8.1136	0.1202	0.0642	0.0025	0.2123	0.0308	0.46	18.9	99.7	123.8	0.806

Muestra	Punto	Razones Isotópicas											Concentración				
		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma	coef. corr	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1sigma	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1sigma	Pb total %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U
CHY - 39	22.1	0.3844	0.0124	0.0522	0.0007	0.31	19.1697	0.2407	0.0534	0.0018	0.1232	0.0147	0.58	25.6	157.7	476.7	0.331
CHY - 39	23.1	1.1142	0.0385	0.1254	0.0018	0.97	7.9771	0.1138	0.0645	0.0024	0.1593	0.0193	2.43	21.5	86.5	144.4	0.599
CHY - 39	24.1	1.6866	0.0297	0.1656	0.0016	0.97	6.0383	0.0576	0.0739	0.0011	0.1085	0.0018	0.07	163.2	316.2	860.1	0.368
CHY - 39	25.1	1.5742	0.0309	0.1606	0.0016	0.97	6.2254	0.0618	0.0711	0.0013	0.0747	0.0074	0.21	82.5	123.6	575.4	0.215
CHY - 39	33.1	0.6993	0.0204	0.0869	0.0011	0.98	11.512	0.1442	0.0584	0.0017	0.1207	0.0207	1.28	36.7	189	398.7	0.474
CHY - 39	34.1	0.6756	0.0246	0.0855	0.0013	0.93	11.6956	0.1755	0.0573	0.002	0.2249	0.2429	1.53	47.9	407.6	490.9	0.83
CHY - 39	35.1	0.4847	0.011	0.0641	0.0007	0.01	15.5909	0.1748	0.0548	0.0011	0.2051	0.096	0.6	86.6	854	1207.1	0.707
CHY - 39	40.1	0.9482	0.0142	0.11	0.0011	0.99	9.0925	0.0949	0.0625	0.0009	0.1216	0.0334	2.79	191.6	1107.8	1671.9	0.663
CHY - 39	44.1	0.4302	0.0092	0.058	0.0007	0.91	17.2414	0.222	0.0538	0.0011	0.173	0.0254	0.24	87.4	983	1386.9	0.709
CHY - 39	46.1	1.3172	0.0214	0.1387	0.0015	0.93	7.2085	0.0801	0.0689	0.001	0.2118	0.1049	0.07	153.9	736.1	858	0.858
CHY - 39	48.1	0.6752	0.0141	0.0841	0.001	0.99	11.8961	0.1483	0.0583	0.0013	0.1054	0.1031	0.02	47.6	118.8	526.5	0.226
CHY - 39	49.1	0.5199	0.0151	0.0686	0.001	0.88	14.5752	0.2176	0.055	0.0018	0.0411	0.013	1.2	26.2	65.5	342.9	0.191
CHY - 39	50.1	0.834	0.0153	0.1011	0.0012	0.87	9.8943	0.1173	0.0598	0.0011	0.1305	0.0599	0.5	77.1	314.5	763	0.412
CHY - 39	51.1	0.8582	0.0122	0.1027	0.0011	0.99	9.7394	0.0999	0.0606	0.0008	0.0368	0.0027	0.17	273.5	355.7	2677	0.133
CHY - 39	53.1	0.836	0.0125	0.0999	0.001	0.01	10.0121	0.1033	0.0607	0.0009	0.0693	0.0342	0.22	167.3	513.1	1554.4	0.33
CHY - 39	54.1	1.5641	0.0244	0.1554	0.0017	1	6.4345	0.071	0.073	0.0011	0.0782	0.0195	0.1	204.8	322.2	1234.5	0.261
CHY - 39	55.1	0.4175	0.0086	0.0566	0.0007	0.43	17.661	0.2199	0.0535	0.0011	0.1631	0.0055	0.5	73.4	617.6	1147	0.538
CHY - 39	56.1	0.6889	0.0124	0.0858	0.001	0.68	11.6507	0.1367	0.0582	0.0011	0.2133	0.1288	2.16	92.8	687.4	920.6	0.747
CHY - 39	62.1	0.6273	0.0139	0.0806	0.001	0.98	12.4058	0.1608	0.0564	0.0016	0.1419	0.0592	0.69	51.4	452.9	566.2	0.8
CHY - 39	43.1	0.3469	0.0085	0.0482	0.0007	0.84	20.7302	0.2806	0.0522	0.0013	0.1203	0.1188	6.42	61.7	536.2	1157.2	0.463
CHY - 39	7.1	0.5653	0.0111	0.0708	0.0007	0.97	14.1168	0.1301	0.0579	0.0011	0.0245	0.0053	2.04	141.2	344.4	1623.3	0.212
CHY - 39	10.2	3.7965	0.0492	0.2572	0.002	0.98	3.8878	0.0303	0.107	0.0014	0.0324	0.0429	0.14	222.9	139.8	779.3	0.179
CHY - 39	12.1	0.4874	0.0119	0.0633	0.0007	0.77	15.8037	0.1705	0.0559	0.0014	0.1274	0.132	0.38	36.9	178.6	535	0.334
CHY - 39	13.1	0.6135	0.0129	0.0763	0.0008	0.99	13.0994	0.1304	0.0583	0.0012	0.0367	0.0048	2.57	58.6	142.8	808.9	0.176
CHY - 39	20.1	1.3144	0.0229	0.1335	0.0012	0.99	7.4916	0.069	0.0714	0.0012	0.0156	0.0028	0.35	112	54.8	798.2	0.069
CHY - 39	26.1	1.1297	0.0217	0.1142	0.0012	0.99	8.76	0.0913	0.0718	0.0013	0.0904	0.0085	8.62	139.9	435.8	1156.7	0.377
CHY - 39	29.1	0.4076	0.0577	0.0525	0.0019	0.51	19.0533	0.6856	0.0563	0.0092	0.279	0.0536	11.9	6.6	95.4	100.3	0.951

Muestra	Punto	Razones Isotópicas											Concentración				
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1sigma	coef. corr	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1sigma	Pb total %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U
CHY - 39	30.1	6.9135	0.1319	0.3202	0.0036	0.92	3.1234	0.0356	0.1566	0.0023	0.1556	0.1496	0	328.1	715.9	480.5	1.49
CHY - 39	31.1	1.4047	0.0283	0.1395	0.0015	0.95	7.169	0.0791	0.073	0.0013	0.1652	0.0687	0.7	90.3	364.7	421.6	0.865
CHY - 39	39.1	0.6252	0.0147	0.0756	0.0011	0.78	13.2284	0.1928	0.06	0.0013	0.0844	0.0613	1.18	56.7	178.3	380.5	0.468
CHY - 39	41.1	0.9194	0.0205	0.1108	0.0015	0.91	9.0219	0.1218	0.0602	0.0014	0.2358	0.0299	0.07	64.7	478.1	529.1	0.904
CHY - 39	42.1	1.6549	0.0256	0.1592	0.0017	0.89	6.2796	0.0687	0.0754	0.001	0.0644	0.0676	0.3	142.3	568.5	740.6	0.768
CHY - 39	44.2	0.4437	0.0093	0.0608	0.0008	0.94	16.4456	0.2054	0.0529	0.0011	0.111	0.0162	5	93	933.8	1663.8	0.561
CHY - 39	45.1	0.449	0.0212	0.0652	0.0014	0.89	15.3272	0.3306	0.0499	0.0016	0.0536	0.0863	0.76	58.3	-16.3	456.6	0.036
CHY - 39	47.1	0.5188	0.0088	0.0667	0.0007	0.89	14.986	0.1643	0.0564	0.0009	0.2184	0.0638	2.97	188.8	1778.6	2361.5	0.753
CHY - 39	57.1	0.5204	0.0171	0.0626	0.0012	1	15.9684	0.2999	0.0603	0.0015	0.1035	0.0357	12.7	33.1	97	200.3	0.484
CHY - 39	58.1	0.5065	0.0119	0.0638	0.0009	0.92	15.6713	0.2137	0.0576	0.0017	0.1518	0.0486	7.47	41.3	434.2	552.2	0.786
CHY - 39	59.1	0.8499	0.0133	0.0977	0.001	0.67	10.239	0.1094	0.0631	0.0009	0.062	0.0218	10.39	184.9	399.5	1552	0.257
CHY - 39	61.1	1.2991	0.0197	0.1281	0.0014	1	7.8063	0.0838	0.0736	0.001	0.0089	0.0083	0.23	239.1	22.3	1398.7	0.016
CHY - 39	63.1	1.5418	0.0341	0.1382	0.002	1	7.2343	0.1051	0.0809	0.0016	0.0124	0.0087	0	40.5	4.4	154.5	0.028

Tabla 5: Datos isotópicos para la muestra, CHY – 19, Esquistos El Jardín

Muestra	Punto	Razones Isotópicas										Concentración				
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	% err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	% err	err corr	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	% err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% err	% comm ^{206}Pb	ppm Rad ^{206}Pb	ppm Th	ppm U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	
CHY-19	1.1	0.62	6.4	.0762	1.3	.201	13.12	1.3	.0589	6.3	0.79	10.0	108	152	0.73	
CHY-19	2.1	9.60	4.4	.4843	1.9	.422	2.06	1.9	.1438	4.0	0.00	109.7	116	264	0.45	
CHY-19	3.1	0.85	2.4	.1036	1.8	.744	9.66	1.8	.0598	1.6	0.00	27.0	109	303	0.37	
CHY-19	4.1	0.80	2.2	.0960	0.7	.299	10.41	0.7	.0604	2.1	0.35	39.9	233	481	0.50	
CHY-19	5.1	11.52	1.0	.4395	0.7	.709	2.27	0.7	.1900	0.7	0.07	115.5	105	306	0.35	
CHY-19	6.1	0.74	4.2	.0924	1.0	.239	10.82	1.0	.0579	4.1	0.63	16.2	128	203	0.65	
CHY-19	7.1	2.08	3.3	.1999	1.1	.332	5.00	1.1	.0755	3.1	0.82	32.8	61	189	0.33	

Muestra	Punto	Razones Isotópicas									Concentración				
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	% err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	% err	err corr	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	% err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	% err	% comm ^{206}Pb	ppm Rad ^{206}Pb	ppm Th	ppm U	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
CHY-19	8.1	0.44	5.3	.0577	1.2	.218	17.33	1.2	.0551	5.2	0.72	12.4	214	248	0.89
CHY-19	9.1	0.85	5.1	.1030	2.2	.443	9.71	2.2	.0601	4.5	0.38	24.7	60	277	0.23
CHY-19	10.1	0.67	6.6	.0841	2.3	.352	11.89	2.3	.0579	6.2	0.39	12.8	90	175	0.53
CHY-19	11.1	0.69	4.3	.0874	2.2	.508	11.44	2.2	.0570	3.7	0.10	34.8	181	461	0.41
CHY-19	12.1	0.72	4.4	.0895	2.1	.490	11.17	2.1	.0583	3.8	0.26	33.9	52	438	0.12
CHY-19	13.1	0.70	6.0	.0864	2.4	.395	11.57	2.4	.0588	5.5	0.49	10.8	82	144	0.59
CHY-19	14.1	1.88	4.9	.1871	3.3	.666	5.34	3.3	.0731	3.6	0.08	25.7	193	158	1.26
CHY-19	15.1	0.93	3.0	.1034	2.1	.714	9.67	2.1	.0654	2.1	0.10	45.8	299	513	0.60
CHY-19	16.1	0.88	2.7	.1047	2.1	.781	9.55	2.1	.0612	1.7	0.14	33.5	155	371	0.43

Tabla 6: Datos isotópicos y de edades para el batolito Sierra Castillo y los Esquistos El Jardín. Datos de Cornejo et al. 1993.

Litología/Unidad	N°. Muestra	Material	%K	Ar rad (nl/g)	% Ar Atm.	Edad (Ma) Error (2 sigma)	Localidad
Batolito Sierra Castillo							
Pzc (2) Ton hb,bt	SC-448	Biotita	2.68	30.124	8	268±8	Quebrada La Llave
Pzc (2) Ton hb,bt	SC-511	Biotita	4.042	44.394	5	262±8	Quebrada Los Hornos
Pzc (2) Ton hb,bt	SC-571	Biotita	2.437	25.856	12	254±8	Quebrada Los Bayos
Pzc (6) Gd Musc	SC-245	Moscovita	8.562	101.257	2	281±6	Sierra Castillo
Pzc (6) Gd Musc	ST-43	Moscovita	6.889	76.178	4	264±6	El Jardín
Esquistos del Jardín							
PzJe Esquisto, musc	ST-41	Moscovita	9.841	79.124	2	196±5	El Jardín

Tabla 7: Datos analíticos para muestra de tonalita foliada (CHY-19a). Obtenidos por V. Maksaev y F. Munizaga.

Punto de muestra	% comm ²⁰⁶ Pb	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	Rad ²⁰⁶ Pb ppm	²⁰⁴ Pb / ²⁰⁶ Pb	Total ²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb	% err	Total ²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb	% err	²³⁸ U / ²⁰⁶ Pb r	% err	²⁰⁷ Pb r / ²⁰⁶ Pb r	% err	²⁰⁴ Pb corr ²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U Age	1s err
CHY19A-1.1	0.47	276	215	0.81	11.2	2.6E-4	21.28	4.7	.0564	2.3	21.38	4.7	.0526	3.4	294.7	13.7
CHY19A-2.1	2.02	245	54	0.23	10.0	1.1E-3	21.08	4.3	.0721	6.1	21.51	4.4	.0559	16.1	292.8	12.5
CHY19A-3.1	0.09	1461	22	0.02	55.0	4.9E-5	22.82	4.8	.0513	1.2	22.84	4.8	.0505	1.2	276.2	12.9
CHY19A-4.1	0.44	604	42	0.07	23.3	2.4E-4	22.25	8.3	.0539	1.7	22.35	8.3	.0504	2.8	282.1	23.0
CHY19A-5.1	-0.02	539	628	1.21	21.9	-9.1E-6	21.16	4.2	.0525	1.8	21.15	4.2	.0527	1.8	297.7	12.3
CHY19A-6.1	0.01	460	259	0.58	17.8	5.4E-6	22.21	4.4	.0543	1.8	22.21	4.4	.0543	2.3	283.9	12.3
CHY19A-7.1	0.11	1230	316	0.27	49.1	6.1E-5	21.50	4.3	.0531	1.2	21.53	4.3	.0522	1.4	292.7	12.3
CHY19A-8.1	0.35	364	301	0.85	14.6	1.9E-4	21.44	4.2	.0557	2.8	21.52	4.2	.0529	3.3	292.8	12.1
CHY19A-9.1	0.55	257	128	0.52	9.9	3.0E-4	22.19	4.3	.0562	2.4	22.31	4.3	.0517	6.9	282.6	11.8
CHY19A-10.1	-0.03	2520	451	0.18	98.9	-1.9E-5	21.89	4.2	.0521	0.8	21.89	4.2	.0523	0.8	288.0	11.8
CHY19A-11.1	0.44	398	244	0.63	16.0	2.4E-4	21.33	4.2	.0557	2.1	21.43	4.2	.0521	3.8	294.0	12.2
CHY19A-12.1	0.07	981	31	0.03	37.0	4.1E-5	22.78	4.2	.0522	1.6	22.79	4.2	.0516	1.7	276.8	11.3
CHY19A-13.1	0.20	802	27	0.04	30.3	1.1E-4	22.74	4.2	.0536	1.4	22.79	4.2	.0520	2.1	276.8	11.4
CHY19A-14.1	2.25	279	186	0.69	10.5	1.2E-3	22.90	5.3	.0697	2.1	23.43	5.3	.0517	13.9	269.3	14.1

Tabla 8: Edades y concordia para muestra CHY-39, Esquistos El Jardín.

Muestra	Punto	Edades Aparentes				Concordia 206/238 207/206 %
		T206/238	±(Ga)	T207/206	±(Ga)	
Muestra CHY-39, Esquistos El Jardín						
CHY - 39	1.1	1.165	0.01	1.078	0.035	107
CHY - 39	10.1	1.788	0.014	1.925	0.029	92
CHY - 39	17.1	1.805	0.017	1.776	0.033	101
CHY - 39	21.1	1.206	0.014	1.154	0.057	104
CHY - 39	27.1	1.145	0.013	1.154	0.046	99
CHY - 39	28.1	1.222	0.012	1.228	0.03	99
CHY - 39	32.1	2.409	0.02	2.539	0.021	94
CHY - 39	38.1	3.28	0.026	3.435	0.02	95
CHY - 39	60.1	1.311	0.014	1.364	0.03	96
CHY - 39	4.1	1.084	0.009	1.087	0.032	99
CHY - 39	37.1	1.009	0.01	1.005	0.036	100
CHY - 39	52.1	1.079	0.018	1.074	0.068	100
CHY - 39	2.1	0.787	0.007	0.775	0.038	101
CHY - 39	3.1	0.681	0.005	0.633	0.032	107
CHY - 39	5.1	0.456	0.011	0.554	0.065	82
CHY - 39	6.1	0.459	0.005	0.449	0.067	102
CHY - 39	8.1	0.48	0.004	0.459	0.044	104
CHY - 39	9.1	0.636	0.006	0.607	0.041	104
CHY - 39	11.1	0.491	0.005	0.509	0.057	96
CHY - 39	14.1	0.313	0.004	0.338	0.062	92
CHY - 39	15.1	0.548	0.007	0.557	0.067	98
CHY - 39	16.1	0.312	0.005	0.326	0.112	95
CHY - 39	18.1	0.529	0.006	0.561	0.057	94
CHY - 39	19.1	0.749	0.01	0.749	0.081	100
CHY - 39	22.1	0.328	0.004	0.348	0.077	94
CHY - 39	23.1	0.761	0.01	0.757	0.08	100
CHY - 39	24.1	0.988	0.009	1.038	0.031	95
CHY - 39	25.1	0.96	0.009	0.96	0.037	100
CHY - 39	33.1	0.537	0.006	0.544	0.066	98
CHY - 39	34.1	0.529	0.008	0.503	0.077	105
CHY - 39	35.1	0.401	0.004	0.404	0.046	99
CHY - 39	40.1	0.673	0.007	0.692	0.03	97
CHY - 39	44.1	0.363	0.005	0.363	0.047	100
CHY - 39	46.1	0.837	0.009	0.895	0.032	93
CHY - 39	48.1	0.52	0.006	0.539	0.048	96
CHY - 39	49.1	0.428	0.006	0.411	0.072	104

Muestra	Punto	Edades Aparentes				Concordia
		T206/238	±(Ga)	T207/206	±(Ga)	
CHY - 39	50.1	0.621	0.007	0.598	0.038	103
CHY - 39	51.1	0.63	0.006	0.626	0.028	100
CHY - 39	53.1	0.614	0.006	0.629	0.032	97
CHY - 39	56.1	0.531	0.006	0.538	0.039	98
CHY - 39	62.1	0.5	0.006	0.47	0.062	106
CHY - 39	43.1	0.304	0.004	0.292	0.053	103
CHY - 39	7.1	0.441	0.004	0.525	0.039	84
CHY - 39	10.2	1.476	0.01	1.75	0.03	84
CHY - 39	12.1	0.396	0.004	0.447	0.059	88
CHY - 39	13.1	0.474	0.005	0.54	0.047	87
CHY - 39	20.1	0.808	0.007	0.969	0.034	83
CHY - 39	26.1	0.697	0.007	0.98	0.037	71
CHY - 39	29.1	0.33	0.012	0.465	0.305	70
CHY - 39	30.1	1.791	0.018	2.419	0.026	74
CHY - 39	31.1	0.842	0.009	1.015	0.036	82
CHY - 39	36.1	0.505	0.008	0.63	0.051	80
CHY - 39	39.1	0.47	0.007	0.603	0.046	77
CHY - 39	41.1	0.678	0.009	0.609	0.05	111
CHY - 39	42.1	0.953	0.01	1.078	0.028	88
CHY - 39	44.2	0.381	0.005	0.326	0.044	116
CHY - 39	45.1	0.407	0.008	0.191	0.063	213
CHY - 39	47.1	0.416	0.004	0.468	0.036	89
CHY - 39	57.1	0.392	0.007	0.613	0.049	63
CHY - 39	58.1	0.399	0.005	0.514	0.066	77
CHY - 39	59.1	0.601	0.006	0.712	0.031	84
CHY - 39	61.1	0.777	0.008	1.029	0.027	75
CHY - 39	63.1	0.835	0.011	1.219	0.037	68
CHY-19, Esquistos El Jardín						
CHY-19	1.1	473.4	5.9	563	137	84
CHY-19	2.1	2545.9	39.2	2273	69	112
CHY-19	3.1	635.2	10.8	597	35	106
CHY-19	4.1	591.2	3.7	617	45	96
CHY-19	5.1	2348.3	13.8	2743	11	86
CHY-19	6.1	569.8	5.5	525	90	108
CHY-19	7.1	1175.0	11.8	1082	63	109
CHY-19	8.1	361.5	4.1	418	116	87
CHY-19	9.1	631.8	13.5	608	98	104
CHY-19	10.1	520.4	11.6	527	136	99
CHY-19	11.1	540.1	11.2	490	81	110
CHY-19	12.1	552.6	11.3	540	83	102

Muestra	Punto	Edades Aparentes				Concordia
		T206/238	\pm (Ga)	T207/206	\pm (Ga)	
						206/238 207/206 %
CHY-19	13.1	534.2	12.2	559	120	96
CHY-19	14.1	1105.7	33.4	1015	74	109
CHY-19	15.1	634.1	12.8	787	44	81
CHY-19	16.1	641.9	13.0	648	37	99