



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

**ORIGEN DEL COMPLEJO METATURBIDÍTICO DE QUEBRADA AROMA Y SUS
IMPLICANCIAS EN LA EVOLUCIÓN PALEOZOICA DEL NORTE DE CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ESTEBAN MELLADO ILABACA

**PROFESOR GUÍA:
SR. MARCELO FARÍAS THIERS**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SR. FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND
SR. REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ**

**SANTIAGO DE CHILE
2015**

RESUMEN

La zona de estudio se ubica en la Precordillera de la región de Tarapacá a los 19°30'S, en donde afloran rocas metasedimentarias de edad Paleozoico Superior, previamente definidas como Formación Quebrada Aroma, y recientemente redefinidas como Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma. Este último está ligado a procesos que ocurrieron a lo largo del margen del norte de Chile, previo a la formación del arco Gondwánico. Este trabajo incluye nuevos datos de terreno y edades U-Pb LA-ICPMS en circones detríticos, y tiene como objetivo caracterizar de forma detallada las litologías y estructuras presentes, e integrar este complejo dentro de la evolución paleozoica del norte de Chile.

El Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma (CMQA) está compuesto principalmente por metareniscas y metalutitas de origen turbidítico, filitas y esquistos cuarzo micáceos, y marginales milonitas, que presentan un bajo grado metamórfico e intensa deformación. Los análisis U-Pb en circones detríticos permiten acotar la edad máxima de depositación del protolito al Mississippiano Superior (326 Ma) y permiten identificar que el principal aporte de circones proviene del arco Famatiniano, y en menor medida de las orogenias Sunsás, Transamazónica y Pampeana. La similitud del CMQA con otras unidades de posible origen turbidítico que afloran a lo largo de la costa del norte de Chile, y también en la Precordillera y Cordillera de Domeyko, sugiere que podrían pertenecer a un gran sistema acrecionario desarrollado en el periodo posterior a la fase Oclóyica, desde el Silúrico hasta el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, y que incluso podría haberse extendido hasta el Triásico. La intensa deformación, evidenciada por una serie de estructuras de cizalle y deformación milonítica, puede ser explicada como producto de procesos ocurridos dentro de un prisma de acreción. La falta de estudios en circones detríticos en varias de las unidades que afloran a lo largo del norte de Chile, junto con las incertezas que existen actualmente en las metodologías de obtención, visualización, comparación e interpretación de las edades U-Pb en circones detríticos, hacen que la evolución del margen Chileno durante el Paleozoico sea aun tema de controversia.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradecer al proyecto que financió este trabajo correspondiente a la Carta Guaviña, de la Serie Geológica Básica escala 1:100000, del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Al profesor Marcelo Farías, por todas las enseñanzas dentro y fuera del área académica, y por invitarme a incontables terrenos, en los cuales tuve la oportunidad de conocer aspectos maravillosos de la geología de los Andes.

A los profesores Francisco Hervé y Reynaldo Charrier, por sus incontables enseñanzas a lo largo de toda mi carrera, y por ser una inspiración para soñar en grande.

A mi padre, madre y hermanos por su incondicional apoyo a lo largo de toda mi vida, y que gracias a ellos soy la persona que soy. También a mi querida Bellatrix por todo su apoyo, cariño y talento artístico.

A mis compañeros de colegio que me han acompañado durante casi toda mi vida, los Matías, los Pablos, Negrito, Esquimal, Kike, Ceja, Lulali, Rusio, Basti, Ori, Mayri, Javi, Tere, Fran, Pauli, Tati, Mery, por las innumerables tallas, paseos, asados, pichangas, momentos buenos, momentos malos y demases.

A mis compañeros de geo, Cheque, Panchita, Juanfi, Gordo, Chumis, Feñi, Caro, Ale, Pelón, Aralo, Chino, Gabi, Churri, Edu, Vale, Ñaña, Gilla, Lucas, Curotto, Baby, Javier, Flop, Dani F., Dani V. Tito, Laura, Iván, Justin, Pau, Pancho Parra, Ácaro, Goumez, Flower, Rurik, Fabian, Fel, Roxy, Paula Araya, Pancho Cáceres, Héctor, Seba Gonzales, Pipe Lagos y Chewi, por todos los terrenos, carretes, asados, partidos de fútbol, cervecitas en los naranjos y otras vainas. También incluir al resto de los cabros de geo, Freddy, Rusio, Paulo, Nicoso, Fabi, Jorge, Gainzas, Nati López, Palape, Robinson, Schmidlin, Vero, Segouvian entre muchos, muchos otros.

Un especial agradecimiento al Warrior, al Chequetero, al Pipe Gallardo, a la Javi Morandé y a la Feña Soto, por acompañarme al terreno de mi memoria, aportando ideas y compartiendo buenos vinos y buenas carnes.

Finalmente, gracias a todos los que hacen posible que el departamento de geología funcione, don Carlos, Kilo, Rosita, Blanca, Vero, Julio padre e hijo, Juanito, Roberto, y a todos los choferes y cocineros que nos acompañaron a terreno y compartieron asados y demases con nosotros.

Tabla de Contenido

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Formulación del problema	1
1.2	Objetivo general.....	2
1.3	Objetivos específicos	2
1.4	Metodologías	3
1.5	Ubicación y vías de acceso	3
2	ANTECEDENTES REGIONALES.....	4
2.1	Fisiografía	4
2.2	Basamento Regional	4
2.3	Evolución pre Gondwana.....	6
2.4	Ciclo Pampeano	9
2.5	Ciclo Famatiniano.....	11
2.6	Ciclo Gondwánico	12
2.7	Particularidades de la evolución Devónico-Carbonífero del norte de Chile.....	14
3	LITOLOGÍA Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	19
3.1	Protolito y grado metamórfico.....	25
4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	26
4.1	Foliaciones	26
4.2	Estructuras mayores	27
4.3	Milonitas	28
4.4	Deformación y temporalidad de los eventos.....	30
5	GEOCRONOLOGÍA EN CIRCONES DETRÍTICOS.....	31
5.1	Diagramas PDP	32
5.2	Proveniencia de los circones.....	38
5.3	Edad del depósito y correlaciones	40
6	DISCUSIONES.....	42
6.1	Fuentes de Incertidumbre.....	42
6.2	PDP vs KDE.....	43
6.3	Interpretación de las curvas de distribución.....	47
6.4	Problemas con la estimación de la edad máxima de depositación.....	49

6.5	Ambiente de depositación y aporte de los sedimentos	50
6.6	Consideraciones tectónicas	50
6.7	Modelo Propuesto	52
6.8	Consideraciones Finales	59
7	CONCLUSIONES	60
8	BIBLIOGRAFÍA.....	61

Índice de Ilustraciones

Figura 1: Reconstrucción paleogeográfica de Gondwana a los 530 Ma, durante el amalgamamiento final de Gondwana occidental y oriental, mostrando en amarillo la extensión del orógeno Terra Australis en el borde W de Gondwana. El rectángulo rojo representa la parte considerada en este estudio. AM—Amazonia, ANT—Antártica, AUS—Australia, AV—Avalon, C—SF—Congo—Sao Francisco, IND—India, K—Kalahari, LAUR—Laurentia, RP—Río de la Plata, WA—West Africa. Modificado de Cawood (2005).....	2
Figura 2: Mapa de la ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo), y rutas de acceso desde la I y II región. Fuente: http://www.mapas.mop.cl – Cartas Camineras.....	3
Figura 3: Principales afloramientos de basamento Precámbrico y Paleozoico en el norte de Chile, y extensión del terreno Arequipa-Antofalla. Modificado de Ramos (2008).	5
Figura 4: Paleogeografía propuesta durante el Mesoproterozoico que llevó a la acreción del terreno Arequipa-Antofalla con el cratón Amazónico y el terreno Pampia. Modificado de Ramos (2008).	6
Figura 5: Evolución Neoproterozoica de la cuenca Puncoviscana. A) Apertura sincrónica del aulacógeno Tucavaca y la cuenca Puncoviscana. B) Rocas oceánicas en el margen oeste de la cuenca e inicio de la subducción. C) Cierre y deformación de la cuenca Puncoviscana y sus depósitos. Modificado de Ramos (2008).....	8
Figura 6: Principales afloramientos de los ciclos Pampeano y Famatiniano, junto con el magmatismo del arco Gondwánico, en base a Ramos (2008), Miskovic <i>et al.</i> (2009), Ducea <i>et al.</i> (2010), Hervé <i>et al.</i> (2014), Makshev <i>et al.</i> (2014).	10
Figura 7: Rocas de basamento pre-Silúrico. BE: complejo metamórfico Belén; CH: Quebrada Choja y Sierra de Moreno. CL: Cordón de Lila. Depósitos de origen turbidítico: CMQA: Complejo Metamórfico de Quebrada Aroma; ETF: Fm. El Toco; SET: Fm. Sierra el Tigre; LTF: Fm. Las Tórtolas; MC: <i>Mélange</i> de Chañaral; SLV: Estratos de Pampa Quenante y Estratos de Cerro Limón Verde; CM: Estratos Cerro del Medio; EJ: Esquistos El Jardín; LP: Formación Las Placetas; Formación Hurtado. Depósitos de plataforma. LF: Fm. Lila; ZF: Fm. Zorritas; AF: Fm. Argomedo; Beds; CF: Fm. Chinchas. Complejos metamórficos: CMT: El Tránsito; CMEC: El Cepo. Modificado de Charrier <i>et al.</i> (2007).	16
Figura 8: Mapa geológico del área de estudio. (1) Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma; (2) y (3) Fm. Cerro Empexa (incluye a la Fm. Quebrada Coscaya y Fm. Chusmisa); (4) Fm. Altos de Pica; (5) Fm. El Diablo; (6) Lavas de Sotoca; (7) Lavas de Tatajachura; (8) Conglomerados de San Antonio; (9) Depósitos fluvio-aluviales recientes; (10) Deslizamientos. Modificado de Farias <i>et al.</i> (2005).	210
Figura 9: a) Turbiditas clásicas a escala del afloramiento. b) y c) Variación del tamaño de grano en las distintas capas, desde <0.5mm hasta 2mm, respectivamente.....	21
Figura 10: a) Filitas gris-verdosas a escala del afloramiento. b) Corte transparente a nicoles paralelos. c) Corte transparente a nicoles cruzados, donde se observa foliación zonada de mica blanca.....	22
Figura 11: a) Filitas de color azul a escala del afloramiento. b) Corte transparente a nicoles paralelos. c) Corte transparente a nicoles cruzados.....	23

Figura 12: Intercalaciones entre filitas gris-verdosas y filitas de color azul.	24
Figura 13: a) Esquistos a escala del afloramiento. b) Corte transparente a nicoles paralelos. c) Corte transparente a nicoles cruzados, mostrando foliación espaciada de mica blanca y biotita, con microlitones de cuarzo.	25
Figura 14: Variación en el desarrollo de S_2 a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). a) y b) S_2 poco desarrollado, crenulando levemente a S_1 . c) y d) S_2 un poco más penetrativo, crenulando y cortando a S_1 , generando franjas de disolución por presión. e) y f) S_2 muy penetrativo, desarrollando foliación de micas y plegamiento isoclinal de S_1	27
Figura 15: Estructuras mayores presentes en el CMQA. a) y b) Crenulaciones a escala centimétrica y métrica, respectivamente. c) y d) Pliegues a escala centimétrica y métrica, respectivamente. e) Patrones complejos de fallas. f) <i>Broken formation</i>	28
Figura 16: a) Estructuras S-C a escala del afloramiento. b) Estructuras S-C en corte transparente a nicoles paralelos. c) Estructuras S-C en corte transparente a nicoles cruzados. d) Estructuras S-C' a escala del afloramiento. e) Estructuras S-C' en corte transparente a nicoles paralelos. f) Estructuras S-C' en corte transparente a nicoles cruzados. g) Formas sigmoidales. h) Porfiroclastos con sobras de strain. i) Porfiroclastos con colas delta.	29
Figura 17: a) PDP de la muestra EM-0301. b) Edad vs concentración de U: no muestra valores anómalos. c) Edad vs U/Th: dos de los circones podrían ser metamórficos (U/Th>15). d) Edad vs concordancia: no presenta edades con discordancia mayor al 20%.	354
Figura 18: a) PDP de la muestra EM-0308. b) Edad vs concentración de U: no muestra valores anómalos. c) Edad vs U/Th: tres de los circones podrían ser metamórficos. d) Edad vs concordancia: presenta dos edades con discordancia mayor al 30%.	36
Figura 19: a) PDP de la muestra GV-0304. b) Edad vs concentración de U: no muestra valores anómalos. c) Edad vs U/Th: no presenta circones con valores mayores a 12. d) Edad vs concordancia: presenta 4 edades con discordancia mayor al 30%.	37
Figura 20: a) PDP de la muestra GV-0718. b) Edad vs concentración de U: muestra un valor anómalo con concentración de U > 3000ppm. c) Edad vs U/Th: no presenta valores mayores a 14. d) Edad vs concordancia: presenta tres edades con discordancia mayor 30%.	38
Figura 21: a) Provincias orogénicas de Sudamérica, modificado de Bahlburg <i>et al.</i> (2009). b) Comparación de los diagramas PDP de las 4 muestras, indicando la proveniencia de los circones.	39
Figura 22: Comparación diagramas PDP del CMQA (a la derecha) con sus equivalentes más al sur (a la izquierda). Modificado de Bahlburg <i>et al.</i> (2009).	40
Figura 23: Ejemplo de dos casos en que el KDE funciona mejor que el PDP. a) Distribución real de edades del experimento 1, con dos poblaciones de circones de edades con precisión infinita. b) Estimación de la densidad de probabilidad con KDE del experimento 1. c) Estimación de la densidad de probabilidad con PDP del experimento 1. d) Experimento 2, donde las edades más antiguas tienen peor precisión que las más jóvenes. e) Estimación con KDE del experimento 2. f) Estimación con PDP del experimento 2. Modificado de Vermeesch (2012).	44
Figura 24: PDP, KDE e histogramas para a) 10 muestras con n=100 sacadas de la Muestra 1. b) Muestras 1, 2, 3 y 4 con n=1000. c) Suma de las muestras 1 a 4, n=4000. Modificado de Pullen <i>et al.</i> (2014).	45

Figura 25: Comparación entre PDP y KDE para a) EM-0301. b) EM-0308. c) GV-0718. d) Las 3 muestras sumadas.	46
Figura 26: A) Ilustración esquemática de los volúmenes de magma generados (líneas azules), y su respectivo potencial de preservación (líneas rojas) durante etapas de convergencia, amalgamamiento y separación de supercontinentes. Las edades de cristalización representan las observadas en el registro geológico (Hawkesworth <i>et al.</i> , 2009). B) Sección esquemática de las etapas del ciclo supercontinental mostrando cantidades estimadas ($\text{km}^3 \text{a}^{-1}$) de adición continental (en azul), y de pérdida de material (en naranja). Modificado de Hawkesworth <i>et al.</i> (2013).....	48
Figura 27: Prisma de acreción de Barbados, producto de la placa Atlántica bajo la Placa Caribeña. A la izquierda se observa el margen pasivo del NE del continente Sudamericano. Las líneas amarillas y azules representan márgenes convergentes y transformantes, respectivamente.	52
Figura 28: Esquema de la paleogeografía del margen durante el Devónico-Carbonífero, que correspondería al desarrollo de un gran prisma de acreción. En café se muestran los depósitos de origen turbidítico, en amarillo los depósitos de plataforma, y en rosado la extensión que tendría el margen acrecionario. Los bordes de los fragmentos continentales en base a Ramos (2008), Willner <i>et al.</i> (2011). Más explicación en el texto.	54
Figura 29: Modelo análogo del inicio de la subducción (Kukowski <i>et al.</i> , 2001). a) Condiciones iniciales, con subsiguientes desplazamientos de b) 20cm, c) 50cm, d) 100cm (escala en la imagen). e) Esquema mostrando los distintos procesos: IF: input desde la fosa; DP: deformación progradada; AB: acreción basal; FB: fallas basales; ES: extensión semi-dúctil; EF: extensión frágil (modificado de Glodny <i>et al.</i> (2005)).....	56
Figura 30: Esquema explicando el alcance de la deformación del evento El Toco. Modificado de Contreras <i>et al.</i> (2010).	58

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

Los márgenes continentales activos del tipo Andino son orógenos acrecionarios en el sentido de Cawood (2009), donde ocurre una compleja interacción entre procesos acrecionarios y erosión tectónica a lo largo de la zona de subducción (Stern, 2011). Los márgenes acrecionarios involucran, por un lado, magmatismo de arco de origen mantélico relacionado a subducción, que contribuye al crecimiento a largo plazo de la corteza continental, y por otro lado, la construcción de prismas de acreción (o cuñas acrecionarias) en el frente activo del margen y la amalgamación de terrenos. Estos últimos pueden ser fragmentos desplazados a lo largo del margen producto de una subducción oblicua (terrenos transcurrentes), o de origen exótico (plateaus oceánicos, ridges, bloques continentales) (Casquet *et al.*, 2014). Los orógenos acrecionarios incluyen uno o más ciclos de sedimentación, subsidencia y actividad ígnea, separados por eventos tectonotermales (orogenias) que producen eventos de deformación, metamorfismo y exhumación. Estos últimos están ligados a cambios en las condiciones de la subducción producidas por cambios en las configuraciones tectónicas globales, e interacción del margen con fragmentos mircocontinentales (Cawood *et al.*, 2012).

La evolución del oeste de Gondwana durante el Paleozoico, ha sido descrita como un gran orógeno acrecionario denominado Terra Australis (Cawood, 2005) (Figura 1). Particularmente en el norte de Chile, la evolución de este orógeno es aún tema de gran debate producto de la escasa presencia de afloramientos paleozoicos (y más antiguos) y el carácter aislado de estos, que oscurecen las relaciones existentes entre las distintas unidades. Sin embargo, la evolución del margen durante el Paleozoico ha sido descrita en tres ciclos orogénicos (Pampeano, Famatiniano y Gondwánico), asociados a una continua o casi continua subducción a lo largo del margen, e interacciones con fragmentos mircocontinentales (Charrier *et al.*, 2007; Ramos, 2008).

En el norte de Chile entre los 18°S y 21°S, los escasos afloramientos de edad paleozoica hacen que la evolución del margen en este segmento no esté aun bien definida. Uno de los pocos afloramientos de edad paleozoica es el Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma que se ubica en lo alto de la Precordillera a los 19°30'S y se compone de rocas metasedimentarias de edad Devónico-Carbonífero, que presentan un bajo grado metamórfico e intensa deformación (Morandé *et al.*, 2013; antes llamada Formación Quebrada Aroma por Harambour (1990) y Charrier *et al.* (2007)).

El objetivo de este estudio es integrar el Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma dentro de la historia paleozoica del norte de Chile, y evaluar la extensión de los eventos ocurridos durante los Ciclos Pampeano, Famatiniano y Gondwánico en el segmento 18°S-21°S, a través de nuevos datos de terrenos, nuevas edades radiométricas, y una revisión bibliográfica profunda de los eventos ocurridos a lo largo del margen de Sudamérica. Finalmente se propone un modelo para explicar la evolución del margen en el norte de Chile, en el periodo posterior a la orogenia Oclóyica, y anterior al desarrollo del arco magmático Gondwánico.

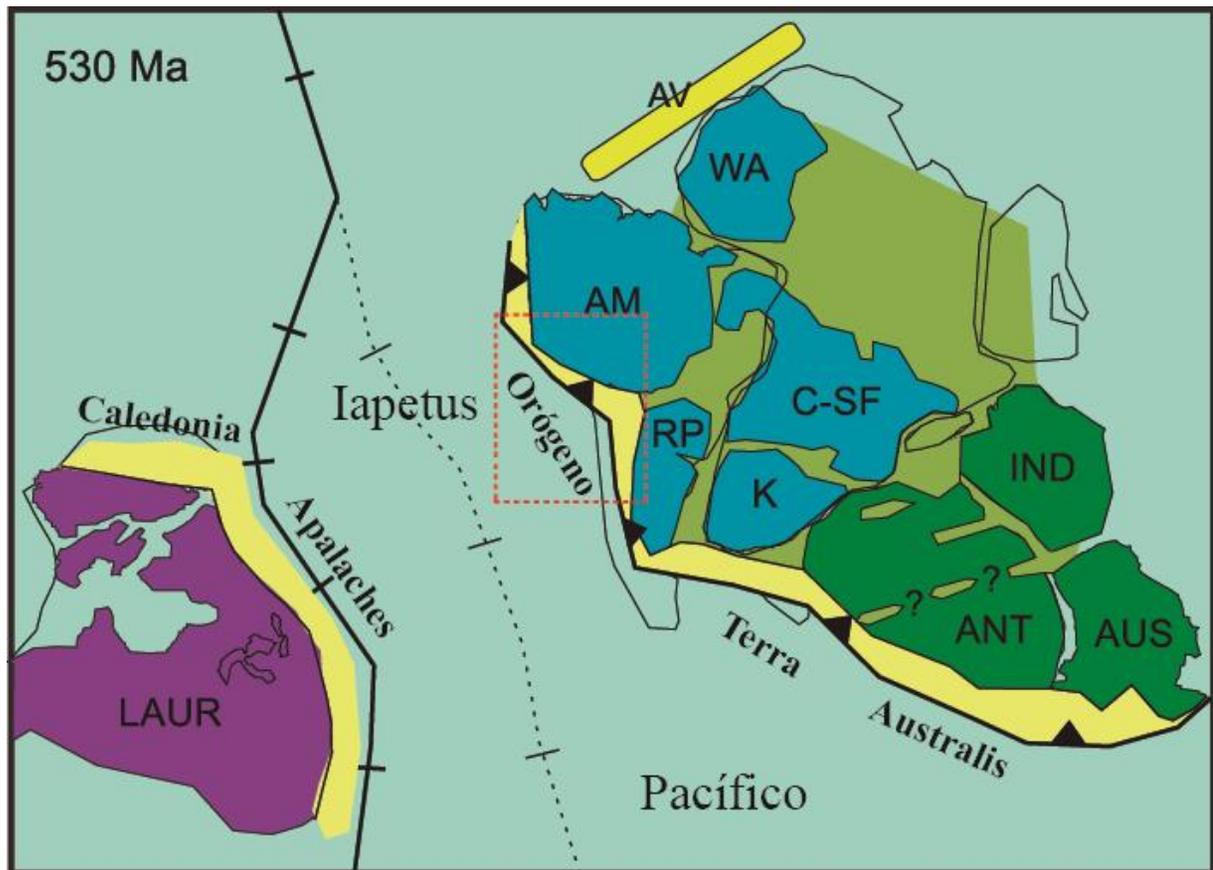


Figura 1: Reconstrucción paleogeográfica de Gondwana a los 530 Ma, durante el amalgamamiento final de Gondwana occidental y oriental, mostrando en amarillo la extensión del orógeno Terra Australis en el borde W de Gondwana. El rectángulo rojo representa la parte considerada en este estudio. AM—Amazonia, ANT—Antártica, AUS—Australia, AV—Avalon, C-SF—Congo–Sao Francisco, IND—India, K—Kalahari, LAUR—Laurentia, RP—Río de la Plata, WA—West Africa. Modificado de Cawood (2005).

1.2 Objetivo general

Determinar el origen del Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma y sus implicancias paleogeográficas en el norte de Chile, en el contexto de acreción de terrenos y formación de prismas de acreción.

1.3 Objetivos específicos

- Caracterizar las distintas litologías que componen al CMQA.
- Determinar la edad y las características de la deformación.
- Definir la edad del depósito, la proveniencia de los sedimentos y correlación con otras unidades.
- Establecer la relación existente entre los distintos eventos ocurridos en el margen del norte de Chile y zonas aledañas durante el Paleozoico.

1.4 Metodologías

- Determinar la petrografía a través de muestras de mano y cortes transparentes e identificar las distintas facies presentes y el grado metamórfico.
- Caracterizar las estructuras (y microestructuras) y la mineralogía para determinar el tipo de metamorfismo que actúa (dinámico, de enterramiento, retrogrado) y los principales eventos de deformación.
- Realizar dataciones U-Pb en circones detríticos para determinar la edad máxima de depositación del protolito, la proveniencia de los sedimentos y hacer correlaciones con otras formaciones similares.
- Analizar las edades U-Pb mediante diagramas PDP (*Probability density plot*) y KDE (*Kernel density estimator*) para determinar la representatividad de los análisis.

1.5 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se ubica en el límite entre la Precordillera y extremo oeste de la Cordillera Occidental de la Región de Tarapacá entre los 19°27' y los 19°37' S, específicamente en la quebrada Aroma y sus alrededores. La zona se ubica en las cercanías del pueblo de Ariqueña, a 110 km al NE de Iquique, 65 km al NE de Huarua y 75 km al WSW de Colchane (Figura 2).

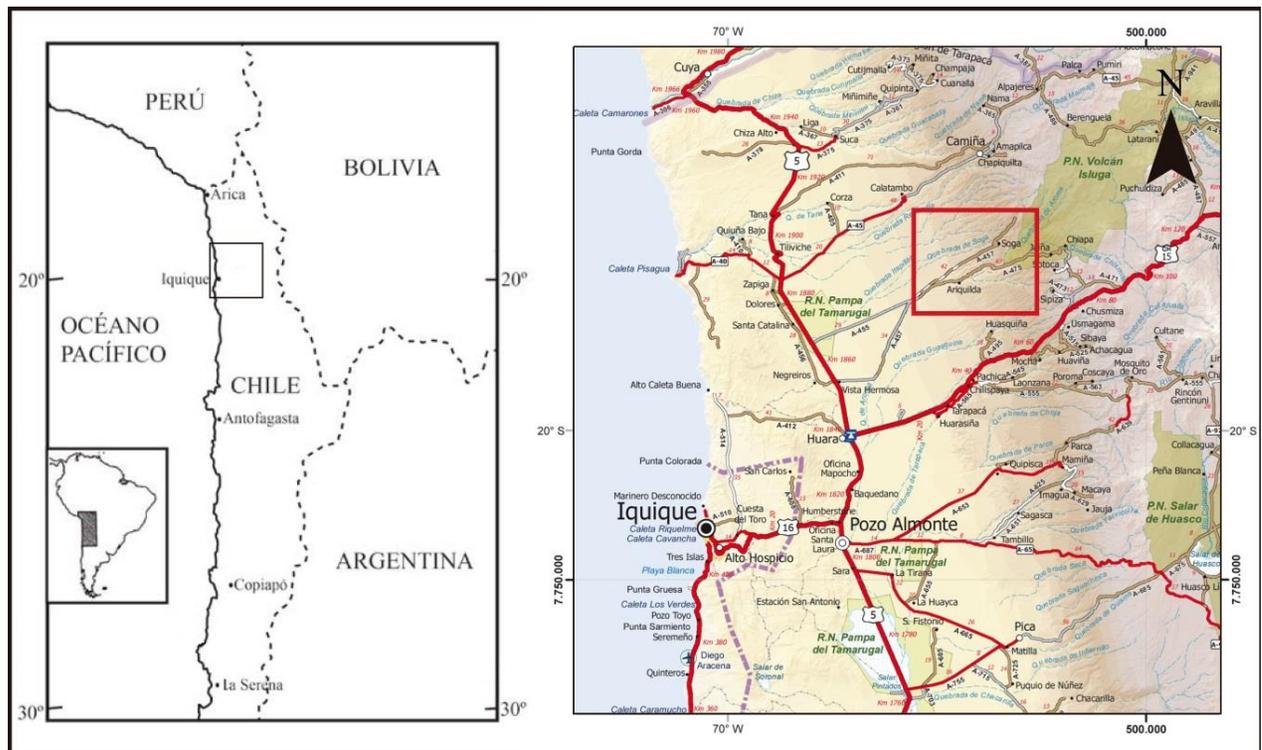


Figura 2: Mapa de la ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo), y rutas de acceso desde la I y II región. Fuente: <http://www.mapas.mop.cl> – Cartas Camineras.

2 ANTECEDENTES REGIONALES

2.1 Fisiografía

La zona de estudio se encuentra en el límite entre la Precordillera altiplánica y el sector occidental de la Cordillera Occidental. Esta región ha sido denominada como el piedemonte altiplánico (Farías *et al.*, 2005; Muñoz, 2007). Se caracteriza por ser una superficie de bajo relieve inclinada 1-3° hacia el oeste, actualmente disectada por profundos y angostos valles hasta la Depresión Central. Esta superficie, normalmente denominada como pampas, corresponde a los interfluvios de las grandes quebradas que caracterizan la región de Tarapacá. Las grandes quebradas corresponden a dos cuencas de drenaje: quebrada Aroma (zona de estudio) y quebrada Tarapacá, las cuales alcanzan profundidades de hasta 1.300 m. Los grandes cerros de la Cordillera Occidental alcanzan alturas sobre los 5000 m s.n.m., consistiendo principalmente en edificios volcánicos cónicos del Mioceno Superior, entre los que destacan el Cerro Tatajachura (5252 m s.n.m.), Cerros de Sotoca (4643 m s.n.m.) y Cerro Patara (4639 m s.n.m.).

2.2 Basamento Regional

A lo largo de la costa del norte de Chile y la Precordillera más al este, así como también en la Puna Occidental de Argentina y sur de Perú, existen una serie de afloramientos de basamento metamórfico de distintas edades que afloran de forma esporádica bajo la cobertura Meso-Cenozoica (Figura 3). El carácter aislado de estos afloramientos dificulta una interpretación detallada del significado geológico y correlación entre las distintas unidades (Hervé *et al.*, 2007). Las interpretaciones han sido principalmente de dos tipos: (a) que reflejan interacciones tectónicas entre terrenos relacionados a la colisión de Laurentia y Gondwana en el Paleozoico Inferior (Ramos, 1986); (b) que estas rocas representan una evolución in situ de unidades cratónicas antiguas del margen oeste de Gondwana (cinturones móviles; Lucassen *et al.*, 2000). Las características similares de los afloramientos han permitido postular la presencia de un gran terreno que se extiende desde el sur de Perú hasta el NW de Argentina, denominado Arequipa-Antofalla. Diversos estudios han propuesto un origen autóctono (Dalmayrac *et al.*, 1980), para-autóctono (Forsythe *et al.*, 1993), hasta alóctono y exótico (Loewy *et al.*, 2003; Ramos, 2008). Además, la edad a la cual este terreno se acrecionó contra el continente es aún tema de debate. Se ha propuesto que la acreción ocurrió durante la orogenia Famatiniana (Bahlburg y Hervé, 1997), lo que es contradicho por la presencia de rocas del Ordovícico a lo largo de todo el terreno, lo que implica que ya se había acrecionado en ese tiempo (Lowey *et al.*, 2004). La edad más probable sería que el terreno Arequipa-Antofalla se acrecionó durante el Mesoproterozoico en la orogenia Sunsás (Lowey *et al.*, 2004). Estudios de Loewy *et al.* (2004) reconocen tres dominios diferentes en el terreno Arequipa-Antofalla, en base a edades U-Pb y firmas isotópicas de Pb. El dominio norte, restringido al macizo de Arequipa (14°S a 18°S), se caracteriza por tener magmatismo juvenil y metamorfismo entre 1.9 y 1.8 Ga, y un arco magmático alrededor de los 0.5-0.4 Ga. Los otros dos dominios corresponden al segmento de Antofalla. El dominio central muestra magmatismo juvenil a los 1.5-1.4 Ga, metamorfismo a los 1.2-1.0 Ga. Y magmatismo posterior entre 0.5-0.4 Ga, que se extiende a lo largo del norte de Chile entre Belén y Sierra Moreno. El dominio sur con magmatismo juvenil entre 0.7-0.6 Ga y magmatismo y metamorfismo entre 0.5-0.4 Ga está expuesto desde Limón Verde en el norte de Chile, hasta Antofalla al oeste de la Puna Argentina (22°S-26°S).

La hipótesis de que los afloramientos de rocas metamórficas en la península de Mejillones corresponden a un terreno con basamento Precámbrico, ha sido refutada por nuevos estudios que indican que representarían rocas acrecionadas durante el Triásico (Casquet *et al.*, 2014).

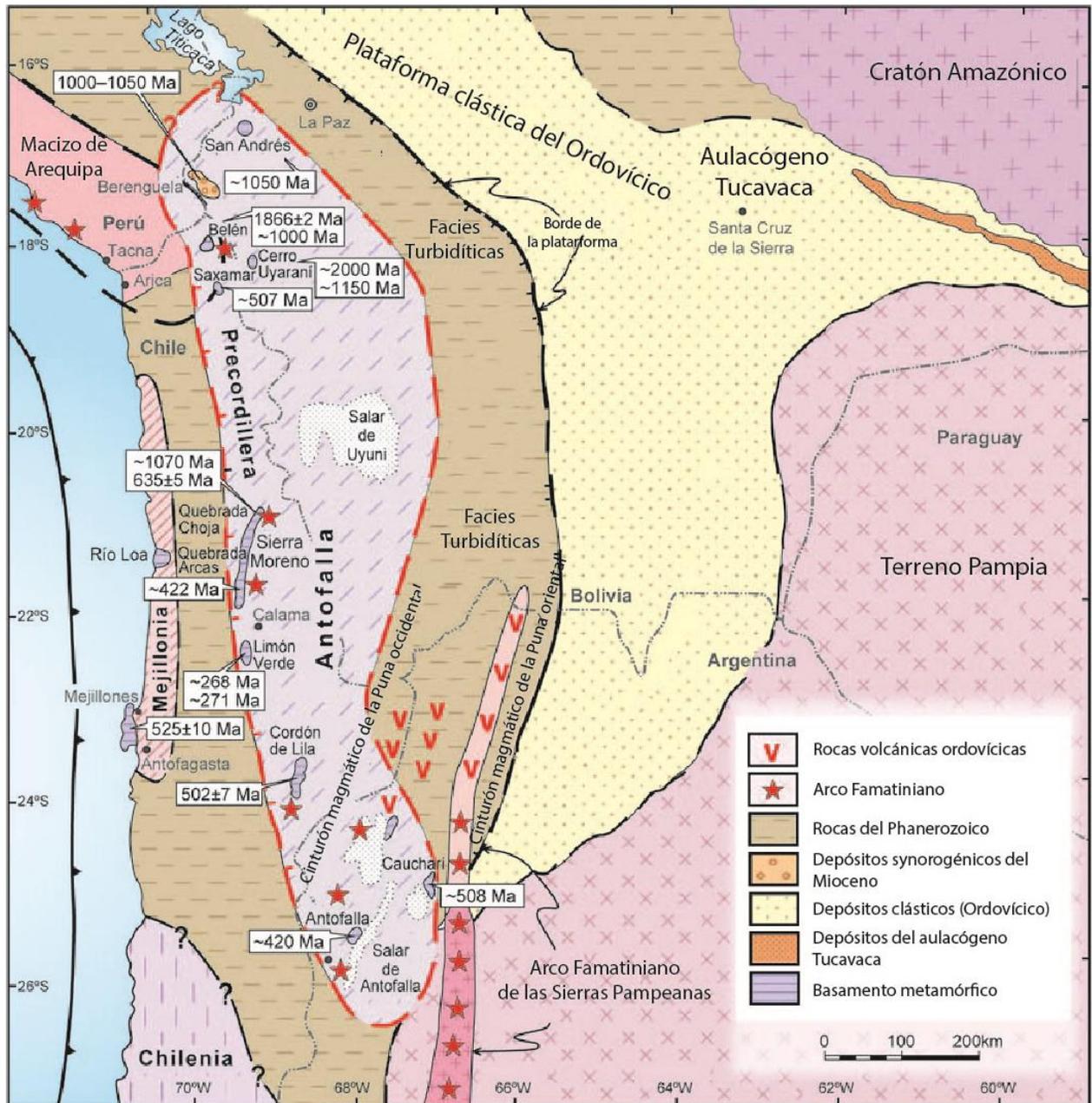


Figura 3: Principales afloramientos de basamento Precámbrico y Paleozoico en el norte de Chile, y extensión del terreno Arequipa-Antofalla. Modificado de Ramos (2008).

2.3 Evolución pre Gondwana

Existe un consenso entre la mayoría de los autores que Laurentia y el oeste de Gondwana fueron amalgamados durante la formación de Rodinia. Sin embargo, existen diferencias en la cantidad de bloques continentales que participaron, extensión de estos bloques y su posición relativa exacta con respecto a ambos continentes (Ramos, 2008). La actividad ígnea de carácter juvenil en el Terreno Arequipa-Antofalla y el *peak* metamórfico, sugieren que la acreción con Amazonia ocurrió durante la orogenia Sunsás (Loewy *et al.*, 2004), quedando atrapado entre los continentes Laurentia y Amazonia durante la formación de Rodinia (Ramos, 2008) (Figura 4).

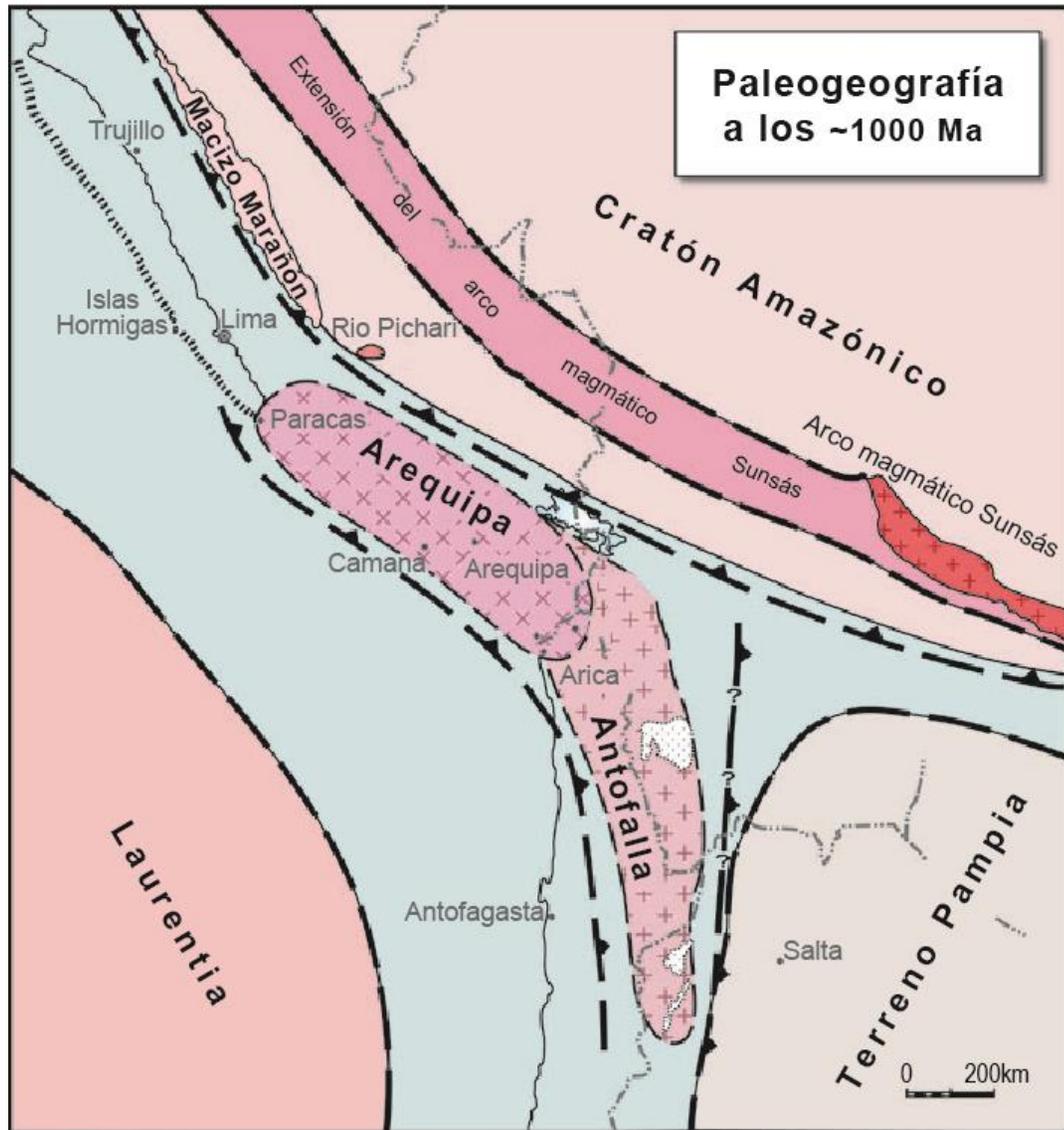


Figura 4: Paleogeografía propuesta durante el Mesoproterozoico que llevó a la acreción del terreno Arequipa-Antofalla con el cratón Amazónico y el terreno Pampia. Modificado de Ramos (2008).

Posterior a esto, la separación de Laurentia del supercontinente Rodinia durante el Neoproterozoico, resultó en la apertura de los océanos Iapetus y Pacífico (Cawood, 2005).

Mientras que el océano Iapetus evolucionó como un típico ciclo de Wilson, terminando en cierre del océano y colisión continental (Wilson, 1966), el océano Pacífico nunca se ha cerrado, y ha estado ligado al oeste de Laurentia y Gondwana a lo largo de su existencia (Cawood y Buchan, 2007).

La migración hacia el oeste de Laurentia, habría producido la apertura del océano Iapetus, dejando el terreno Arequipa-Antofalla junto a Amazonia (Cawood *et al.*, 2001). Durante esta fase extensional, se habría formado un margen pasivo al oeste del terreno Arequipa-Antofalla, mientras que la actividad extensional se propagó hacia el continente en la parte de Antofalla, abriendo la cuenca Puncoviscana (Ramos, 2008) (Figura 5a). Diques dacíticos de 635 Ma presentes en Limón Verde podrían indicar los inicios del período de rift (Loewy *et al.*, 2004; Ramos, 2008). En los inicios del Cámbrico Inferior, el margen oeste de Amazonia fue nuevamente caracterizado por tectónica compresiva, producida por una reorganización global de placas y amalgamación final de Gondwana (Cawood y Buchan, 2007). Este evento habría producido el cierre de la cuenca Puncoviscana (Ramos, 2008) (Figuras 5b y 5c).

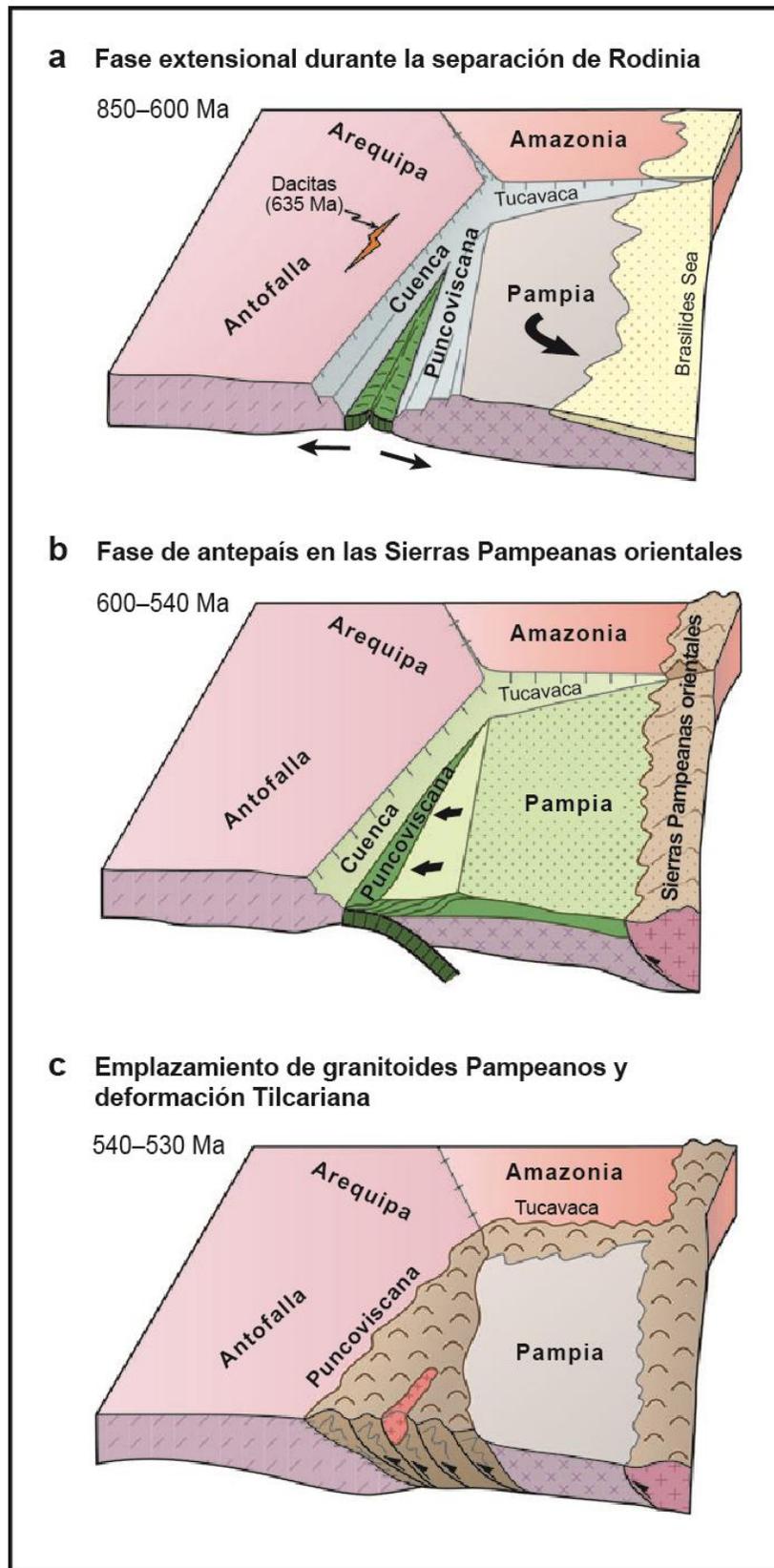


Figura 5: Evolución Neoproterozoica de la cuenca Puncoviscana. A) Apertura sincrónica del aulacógeno Tucavaca y la cuenca Puncoviscana. B) Rocas oceánicas en el margen oeste de la cuenca e inicio de la subducción. C) Cierre y deformación de la cuenca Puncoviscana y sus depósitos. Modificado de Ramos (2008).

El margen de Gondwana que se extiende por el Este de Australia, Nueva Zelanda, Antártica, Sudáfrica y el SW del borde Sudamericano, provee un notable registro del inicio del Pacífico y subsecuente historia. Esta historia coetánea a lo largo del margen previo a la ruptura de Gondwana en el Mesozoico, llevó a Cawood (2005) a definir esta región como el Orógeno Terra Australis (Figura 1). Este orógeno registra el desarrollo de subsecuentes arcos magmáticos y cuencas asociadas, separados por eventos tectonotermales que generan deformación, exhumación, metamorfismo, engrosamiento cortical y extensas discordancias en el registro estratigráfico. Además, presenta variaciones a lo largo del margen asociadas a cambios en el régimen de subducción e interacción con fragmentos microcontinentales.

En los siguientes párrafos, se describe particularmente la evolución del orógeno Terra Australis en la zona centro-sur del margen SW de Sudamérica (sur de Perú, oeste de Bolivia, oeste de Argentina y norte de Chile; 14°S a 35°S), desde el inicio de la subducción de corteza oceánica bajo el continente a los 530 Ma (Cámbrico Inferior), hasta el término de la orogenia Gondwánica (Cawood, 2005). Esta evolución ha sido separada en tres ciclos orogénicos: Ciclo Pampeano, Ciclo Famatiniano y Ciclo Gondwánico (Charrier *et al.*, 2007).

2.4 Ciclo Pampeano

Este ciclo se caracteriza por el desarrollo del orógeno Pampeano, que fue construido en el margen activo del cratón Rio de la Plata desde el inicio de la subducción a los *ca.* 550 Ma, hasta los 525 Ma (Rapela *et al.*, 1998, Rapela *et al.*, 2003; Siegesmund *et al.*, 2009). Aunque algunas veces ha sido denominado terreno o evento orogénico, la orogenia Pampeana es más bien un periodo en el cual se construyó un arco magmático a lo largo del margen continental, con algo de deformación asociada (Ducea *et al.*, 2010). El magmatismo de arco asociado a subducción estuvo ausente entre *ca.* 525-495 Ma, migró hacia el oeste y comenzó nuevamente durante el crecimiento y evolución del arco Famatiniano (Pankurst *et al.*, 1998). La ausencia de magmatismo asociado a subducción durante el Cámbrico tardío podría haber sido causado por la acreción del terreno Pampia al margen oeste de Gondwana (Rapela *et al.*, 1998), colisión de un ridge oceánico con el margen (Schwartz *et al.*, 2008), o algún otro mecanismo no resuelto. La naturaleza de la orogenia Pampeana es aún tema de debate. Sin embargo, el conocimiento actual muestra que un evento termotectónico durante la orogenia Pampeana ocurrió en un corto período de tiempo (*ca.* 530-515 Ma), afectando potentes secuencias sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico Inferior, desarrollando metamorfismo de bajo grado y posterior emplazamiento de granitoides calcoalcalinos post orogénicos (Drobe *et al.*, 2009). Estas secuencias sedimentarias, regionalmente denominadas como Formación Puncoviscana, fueron depositadas en cuencas a lo largo del margen proto-Pacífico de Gondwana occidental. Aún no es claro si las rocas de la Formación Puncoviscana son acumulaciones en un margen pasivo, son turbiditas formadas durante periodos de subducción, o representan un evento regional de rift continental, dada la poca información tectonoestratigráfica que existe (Ramos, 2008). Finalmente, como resultado de casi continuo tectonismo durante el Phanerozoico, el orógeno Pampeano ahora se extiende como una franja de orientación N-S desde el sur de Córdoba (~33°S) hasta el sur de Bolivia (Drobe *et al.*, 2009), a lo largo de las Sierras Pampeanas y de la Cordillera Oriental, respectivamente (Figura 6). Estudios recientes de circones detríticos en cuencas ordovícicas en el Altiplano peruano, evidencian que el orógeno Pampeano podría haberse extendido hasta esa zona, e incluso más al norte (Chew *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2009; Miskovic *et al.*, 2009; Bahlburg *et al.*, 2011).

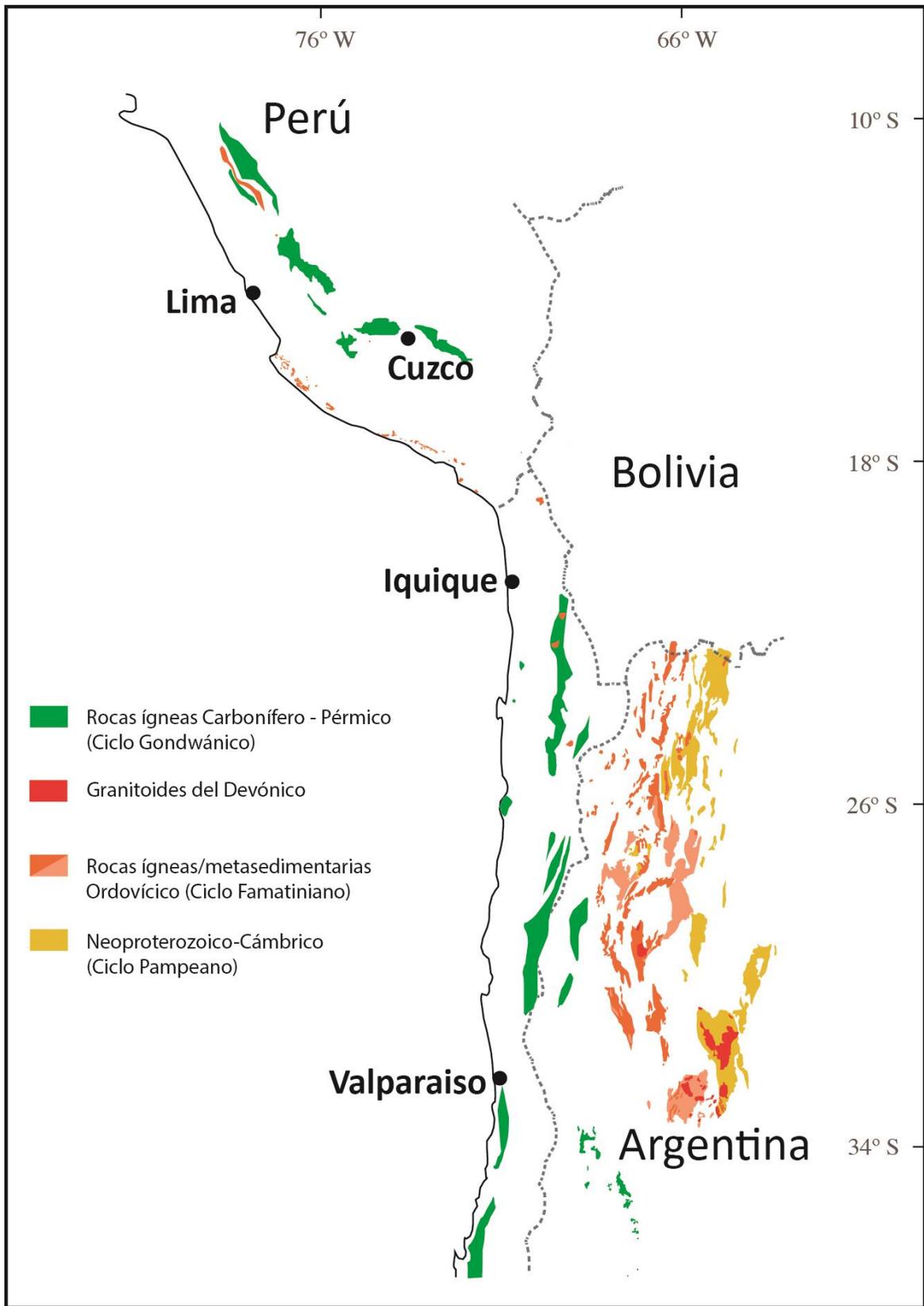


Figura 6: Principales afloramientos de los ciclos Pampeano y Famatiniano, junto con el magmatismo del arco Gondwánico, en base a Ramos (2008), Miskovic *et al.* (2009), Ducea *et al.* (2010), Hervé *et al.* (2014), Maksaev *et al.* (2014).

2.5 Ciclo Famatiniano

Luego de un periodo con ausencia de magmatismo entre los 515-490 Ma, un nuevo arco magmático se estableció en el borde oeste del orógeno Pampeano durante el Ordovícico (arco Famatiniano). Diversos estudios a lo largo de las Sierras Pampeanas, Puna Argentina y Norte de Chile, sugieren que el arco Famatiniano corresponde a un arco magmático continental de orientación aproximadamente N-S (excepto al norte de los 18°S donde cambia a NW-SE) emplazado en una corteza continental adelgazada, con el desarrollo de un trasarco extensional al este, en el cual se depositaron secuencias marinas y volcánicas (Bahlburg y Hervé, 1997; Rapela *et al.*, 1998; Thomas y Astini, 2003; Astini y Dávila, 2004; Lucassen y Franz, 2005; Dahlquist *et al.*, 2008; Büttner, 2009; Ducea *et al.*, 2010) (Figura 6).

Al sur de los 28°S, la actividad magmática de arco estaría restringida entre los 485-465 Ma y aflora a lo largo de las Sierras Pampeanas al NW de Argentina (Dahlquist *et al.*, 2008; Ducea *et al.*, 2010), mientras que a los ~470 Ma habría comenzado un período de acortamiento y metamorfismo denominado orogenia Oclóyica, causada por la colisión del terreno Cuyania (Precordillera) con el margen de Gondwana (Ramos, 1988; Thomas y Astini, 2003). Esta orogenia habría producido el cierre de las cuencas de trasarco durante el Ordovícico Superior y posterior evolución hacia una faja plegada y corrida con vergencia hacia el este, y también deformación dúctil en los intrusivos del arco (Thomas y Astini, 2003; Astini y Dávila, 2004; Thomas y Astini, 2007).

Entre los 21°S y los 28°S, el arco Famatiniano se estableció a lo largo del oeste de la Puna Argentina y se extiende hasta la parte sur del Salar de Atacama en el norte de Chile, y más al norte en la Cordillera de Domeyco (Bahlburg y Hervé, 1997; Ramos, 2008). El magmatismo de arco habría ocurrido entre los 476-440 Ma, finalizando con un evento metamórfico a escala regional a los ~440 Ma (Loewy *et al.*, 2004; Lucassen *et al.*, 2000; Lucassen *et al.*, 2011), junto con deformación y cierre de las cuencas de trasarco, y subsecuente migración hacia el este de las cuencas de antepaís (Bahlburg y Hervé, 1997; Zimmerman y Bahlburg, 2003; Ramos, 2008). Este evento correspondería a la fase Oclóyica, causada por la reacreación del terreno Arequipa-Antofalla, que previamente se habría separado del continente durante el Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior (Forsythe *et al.*, 1993; Rapalini, 2005; Ramos, 2008). Esta separación fue tal que habría permitido la formación de ofiolitas en el trasarco, lo que no ocurre en las zonas aledañas (Ramos, 2008). Intrusivos syn y post colisionales se observan en la Puna Oriental y de entre 450-429 Ma en el Complejo Ígneo y Sedimentario del Cordón de Lila (Bahlburg y Hervé, 1997). Estudios en edades Ar/Ar en mica blanca indican que la exhumación de estas rocas Ordovícicas podrían haber continuado entre los 400-350 Ma (Carrapa *et al.*, 2009).

Entre los 18°S-21°S, no existen afloramientos de rocas ígneas que permitan reconocer la extensión del arco Famatiniano en esta zona (Figura 6). Solo secuencias marinas que afloran en la cordillera Oriental en Bolivia (Jacobshagen *et al.*, 2002) podrían representar el trasarco Ordovícico. A pesar de esto, diversos estudios proponen que este arco se extendería hacia el norte a lo largo del margen de Gondwana hasta lo que es actualmente Colombia (Chew *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2009; Miskovic *et al.*, 2009; Ramos, 2008).

Al norte de los 18°S hasta los 14°S, el arco Famatiniano se extiende a lo largo de la costa del sur de Perú en el macizo de Arequipa, con intrusivos de entre 476-460 Ma (Loewy *et al.*, 2004; Ramos, 2008). La cuenca de trasarco más al este estaría representada por secuencias

marinas y volcánicas que afloran en la Cordillera Oriental y altiplano del sur de Perú (Bahlburg *et al.*, 2006; Ramos, 2008; Reimann *et al.*, 2010; Bahlburg *et al.*, 2011). Estudios recientes de Miskovic *et al.* (2009), sugieren que el arco Famatiniano descrito para las Sierras Pampeanas se extiende por la costa del sur de Perú, mientras que el magmatismo posterior desarrollado durante el Ordovícico tardío, salta hacia el continente, en la actual Cordillera Oriental, extendiéndose a lo largo del margen hasta los 6°. El cierre de las cuencas de trasarco a finales del Ordovícico estaría relacionado a la fase Oclóyica (Ramos, 2008), con el desarrollo de una cuenca de retroarco más al este en Bolivia (que se extiende hacia el sur hasta la frontera con Argentina) en la cual se depositaron secuencias carbonatadas y glaciales durante el Silúrico (Díaz-Martínez y Grahn, 2007). Este evento metamórfico regional durante Silúrico también ha sido registrado en esquistos que afloran en la cordillera Oriental del norte de Perú, y que coincide también con una ausencia de rocas magmáticas entre 440-390 Ma (Cardona *et al.*, 2009). Adicionalmente, en el norte de Perú se ha propuesto la colisión del terreno Paracás para explicar el desarrollo del orógeno Marañón en la Cordillera Oriental durante el Ordovícico (Ramos, 2008).

En el norte de Chile y sur de Perú, la ausencia de rocas magmáticas con edades entre 442-350 Ma ha sido interpretada como el desarrollo de un margen pasivo durante ese período. (Bahlburg y Hervé, 1997; Chew *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2009; Miskovic *et al.*, 2009). Otros modelos sugieren que la subducción fue más bien continua durante el Devónico (Jaillard *et al.*, 2002) o configuraciones más complejas con la subducción de dorsales oceánicas (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991).

2.6 Ciclo Gondwánico

Las rocas de este período son mucho más abundantes que en los períodos anteriores, por lo que es posible establecer una historia más completa. Este ciclo se caracteriza principalmente por el desarrollo de un arco magmático (arco Gondwánico) que varía su posición espacial y temporalmente a lo largo del margen (Figura 6). Esta variación es producida por cambios en las condiciones de la subducción, así como también por la interacción del margen con fragmentos microcontinentales, los cuales generan períodos de deformación y metamorfismo que afectan al arco magmático y cuencas asociadas.

Para poder entender estas variaciones, se resume la evolución durante el ciclo Gondwánico, y de la evolución previa a este, en distintos segmentos del margen.

Al sur de los 33°S, la evolución previa al arco Gondwánico se caracteriza por la supuesta colisión del terreno Chilenia con el margen de Gondwana, posiblemente durante el Devónico Inferior (Ramos, 1986; Willner *et al.*, 2011; Hervé *et al.*, 2013; Hyppolito *et al.*, 2014). La sutura de esta colisión correspondería al Complejo Guarguaraz, que se compone de rocas metasedimentarias (de *ca.* 390 Ma, exhumadas entre 390-353 Ma) y rocas ultra básicas que afloran a en la Cordillera Frontal del NW de Argentina (Willner *et al.*, 2011). Magmatismo de edad devónica es muy escaso, y solo aflora en las Sierras Pampeanas Orientales.

Posterior a esto, habría comenzado nuevamente la subducción en el margen pasivo del oeste de Chilenia a los *ca.* 340 Ma (Willner *et al.*, 2008), la que habría favorecido el desarrollo de un prisma de acreción que fue exhumado rápidamente. Este prisma de acreción ha sido descrito como un cinturón metamórfico pareado, compuesto de una serie occidental con metamorfismo de

alta P y baja T, y una serie oriental con metamorfismo de baja P y alta T (Hervé, 1988; Willner, 2005). Análisis de edades U-Pb en circones detríticos muestran que los circones más jóvenes tienen 307 Ma en la serie occidental y 345 Ma en la serie oriental. Esta última estaría intruida por el magmatismo de arco que habría comenzado a los 320 Ma y duró hasta los 301 Ma en la costa de Chile (batolito costero; Parada *et al.*, 1999; Dekjart *et al.*, 2014). Luego de esto, el magmatismo de arco habría migrado hacia el este producto de una somerización del slab durante la fase San Rafael, lo que estaría evidenciado por rocas ígneas de edad pérmica que afloran al NW de Argentina y que registran una compleja deformación (Lower Choiyoi; Kleiman y Japas, 2009; Ramos y Folguera, 2009). Luego a los *ca.* 265 Ma, la signatura de arco en el magmatismo desaparece producto de un cambio a condiciones extensionales que duraría hasta el Triásico (Kleiman y Japas, 2009).

Entre los 28°S y los 33°S, la evolución previa al desarrollo del arco Gondwánico ha sido descrita de manera similar al segmento anterior. Si bien aún es tema de debate la extensión del terreno Chilenia hacia el norte y cuando ocurrió la colisión con el margen, diversos estudios proponen que llegaría al menos hasta los ~30°S y habría ocurrido durante el Devónico Superior (Ramos, 1986; García-Sanseguno *et al.*, 2014). Magmatismo post orogénico es evidenciado por el batolito Achala en Sierra de Córdoba al NW de Argentina, que tiene edades entre 393-368 Ma (Devónico Superior), y habría exhumado a los *ca.* 340 Ma (Geuna, 2008). El magmatismo posterior es evidenciado por afloramientos de granitoides tipo A ubicados a lo largo de las Sierras Pampeanas Orientales, con edades entre 355-325 Ma (Alsino *et al.*, 2012). El reinicio de la subducción en el margen es evidenciado por la presencia de granitoides tipo I de 330 Ma en el batolito Elqui-Limarí, que aflora en lo alto de los Andes en Chile y Argentina. Este último presenta una compleja evolución magmática que ha sido separada en cuatro eventos discretos para estas latitudes: Mississippiano (Carbonífero temprano; 330–326 Ma), Cisuraliano (Pérmico temprano; 301–284 Ma), Pérmico tardío a Triásico Medio (264–242 Ma) y Triásico Superior (225–215 Ma). Los dos primeros corresponden a un magmatismo de arco, asociado a depósitos en cuencas de trasarco y retroarco al este en Argentina, intrarco y antearco al oeste en Chile. Los dos últimos periodos representan un magmatismo relacionado a condiciones extensionales (Hervé *et al.*, 2014). Además, el reinicio de la subducción fue acompañado por el desarrollo de un prisma de acreción, cuyo protolito correspondería a rocas sedimentarias marinas depositadas en un margen pasivo durante el Devónico Inferior-Carbonífero Inferior, y con una historia de deformación compleja durante la fase San Rafael entre el Carbonífero Superior- Pérmico Medio (Rebolledo y Charrier, 1986; García-Sanseguno *et al.*, 2014). Los circones detríticos más jóvenes tendrían 308 Ma, acotando la edad máxima de depositación del protolito al Carbonífero Superior (Complejo Metamórfico de Choapa; Willner *et al.*, 2008).

Entre los 20°S y los 28°S, la evolución previa al desarrollo del arco Gondwánico es evidenciada principalmente por afloramientos discretos de secuencias marinas distribuidos en dos secciones N-S: una plataforma marina somera siliciclástica al este (abarcando zonas de la Cordillera Occidental, Depresión Preandina y Precordillera) y turbiditas de ambiente marino profundo al oeste (a lo largo de la Cordillera de la Costa) (Bahlburg y Breikreuz, 1991; Charrier *et al.*, 2007). Si bien aún es tema de debate, diversos estudios proponen que estas secuencias marinas se habrían depositado en un margen pasivo durante el Devónico-Carbonífero Superior (Bahlburg y Hervé, 1997; Charrier *et al.*, 2007; Bahlburg *et al.*, 2009). Posterior a esto, un evento orogénico (denominado El Toco), habría deformado y exhumado los depósitos de la franja occidental durante el Carbonífero Superior (Bahlburg y Breikreuz, 1991). Evidencias de este evento también se encuentran en la Cordillera Oriental del sur de Bolivia, donde secuencias

marinas del Ordovícico fueron deformadas durante el Carbonífero Superior-Pérmico temprano (320-290 Ma; Jacobshagen *et al.*, 2002). El magmatismo durante este periodo es evidenciado por rocas plutónicas y volcánicas generadas episódicamente entre los 330-194 Ma (Carbonífero medio (330-320 Ma); Carbonífero tardío al Pérmico Medio (310-260 Ma); Pérmico Tardío a Triásico Tardío (255-205 Ma); Jurásico Temprano (200-190 Ma); Maksaev *et al.*, 2014). Entre los 330-260 Ma, el magmatismo corresponde a granitoides tipo I y tipo S (y volcanismo asociado) y se extiende indistintamente desde la Cordillera de la Costa hasta la Cordillera Principal del norte de Chile. Este extenso arco magmático estuvo asociado a cuencas de antearco, intraarco y trasarco donde se depositaron extensas secuencias marinas, algunas conectadas con el resto del continente (Limarino y Spalletti, 2006). Posterior a los ~250 Ma, el magmatismo tendría un carácter bimodal relacionado a un cambio a condiciones extensionales y se habría expandido hasta el NW de Argentina (Munizaga *et al.*, 2008; Rocha-Campos *et al.*, 2011; Maksaev *et al.*, 2014).

Entre los 6°S y los 18°S, la historia previa al desarrollo del arco Gondwánico aún es tema de debate debido a los escasos afloramientos de edad Silúrico y Devónico que afloran en la cordillera de la costa y altiplano del sur de Perú. No obstante, diversos estudios proponen que la historia posterior a la fase Oclóyica correspondería a un margen pasivo, similar al norte de Chile (Chew *et al.*, 2007; Cardona *et al.*, 2009; Miskovic *et al.*, 2009). El magmatismo Gondwánico en este segmento ha sido separado en cuatro períodos: Mississippiano (350–325 Ma), Pennsylvaniano Superior–Pérmico temprano (315–285 Ma), Pérmico a Triásico (249–223 Ma) y Triásico Superior–Jurásico Inferior (216–190 Ma). Los dos primeros corresponderían a magmatismo calcoalcalino tipo I típico de un arco continental, mientras que los dos últimos a magmatismo tipo A y tipo S relacionados a extensión (Miskovic *et al.*, 2009).

2.7 Particularidades de la evolución Devónico-Carbonífero del norte de Chile

Como se mencionó anteriormente, las unidades sedimentarias, metasedimentarias y metamórficas de edad Devónica-Carbonífero que afloran al norte de los 33°, forman una serie de afloramientos con orientación aproximadamente N-S a lo largo del margen (Figura 7). Las unidades sedimentarias forman dos grupos de afloramientos: depósitos marinos de origen turbidítico al oeste, y depósitos marinos de plataforma al este. Los depósitos de la franja occidental se extienden entre los 22°S y los 32°S y corresponden a las formaciones El Toco, Sierra el Tigre, Las Tórtolas (o complejo epimetamórfico Chañaral), Arrayán y la Unidad Metasedimentaria Agua Dulce (que incluye a las formaciones Puerto Manso, Arrayán y Los Vilos). Estos depósitos corresponden, en general, a potentes secuencias turbidíticas de grano fino a grueso, repetida e intensamente deformadas, que se observan en las formaciones El Toco, Sierra El Tigre y en la Unidad Metasedimentaria Agua Dulce (Rebolledo y Charrier, 1994; Charrier *et al.*, 2007). La Formación Las Tórtolas, que también está fuertemente deformada, incluye intercalaciones de caliza y chert, y también lavas toleíticas (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991). La Formación Las Tórtolas y la Unidad Metasedimentaria Agua Dulce presentan metamorfismo de bajo grado, pero aun así el protolito es perfectamente reconocible. Aportes sedimentarios provenientes desde el NNW y NW han sido deducidos para las formaciones Sierra El Tigre, Las Tórtolas y Arrayán (Charrier *et al.*, 2007). El contenido de fósiles en estas unidades sugieren una edad Devónico Superior-Carbonífero Inferior, aunque podría haberse extendido hasta el

Carbonífero Superior (Charrier *et al.*, 2007). Las edades de las formaciones El Toco y Las Tórtolas están acotadas por intrusivos de 318 Ma (Carbonífero Superior) y 291 Ma (Pérmico Inferior), respectivamente (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991; Bahlburg y Hervé, 1997). Estudios en circones detríticos por su parte, acotan la edad máxima de depositación de la Formación El Toco en 420 Ma (Silúrico tardío-Devónico temprano), y de la Formación Las Tórtolas en 300 Ma (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior) (Bahlburg *et al.*, 2009). Aparte de la considerable deformación que afecta estas unidades, deformaciones locales descritas como *mélanges* o *broken formations*, se han observado en las formaciones Sierra El Tigre y Las Tórtolas (Mélange de Chañaral; Bell, 1987).

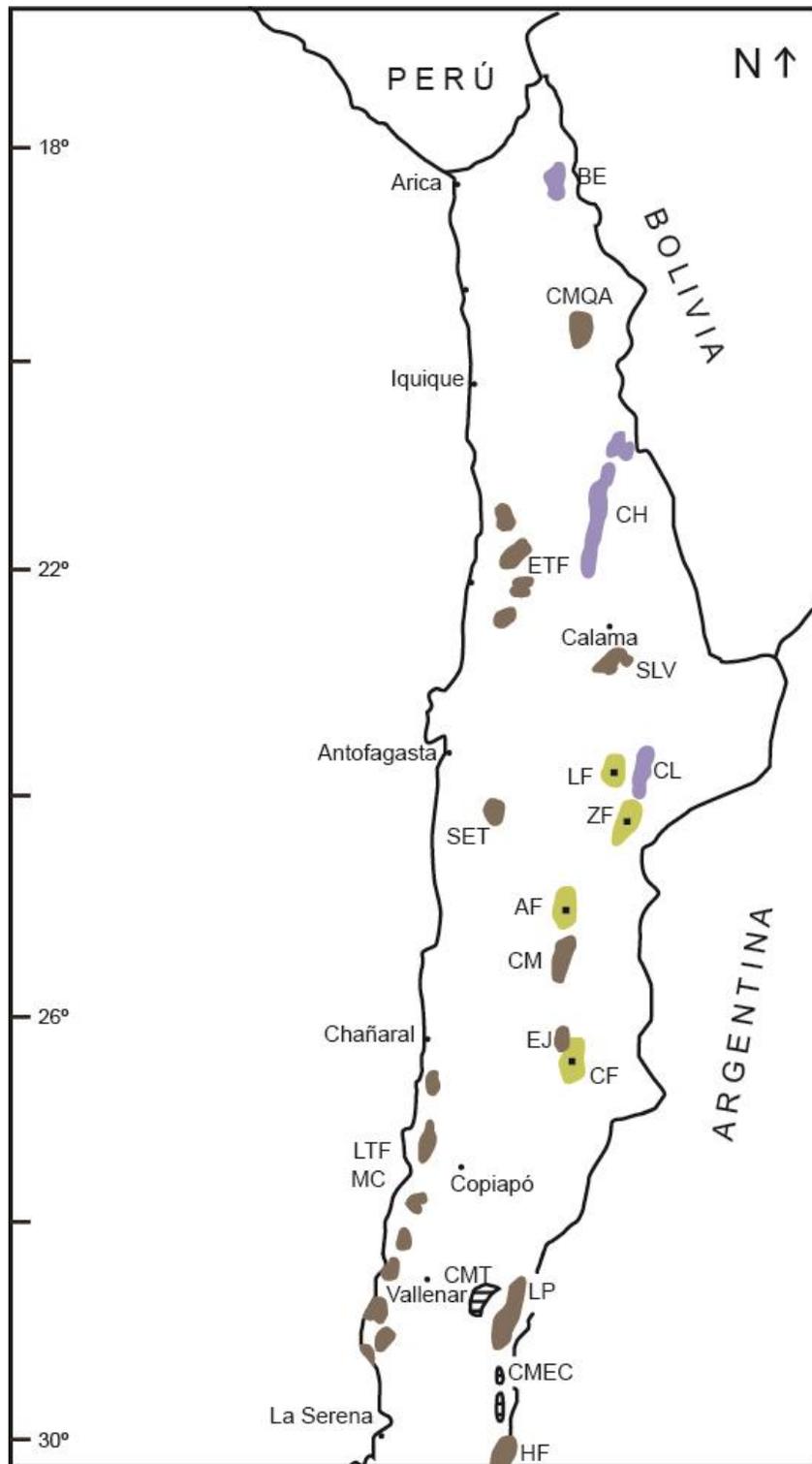


Figura 7: Rocas de basamento pre-Silúrico. BE: complejo metamórfico Belén; CH: Quebrada Choja y Sierra de Moreno. CL: Cordón de Lila. Depósitos de origen turbidítico: CMQA: Complejo Metamórfico de Quebrada Aroma; ETF: Fm. El Toco; SET: Fm. Sierra el Tigre; LTF: Fm. Las Tórtolas; MC: *Mélange* de Chañaral; SLV: Estratos de Pampa Quenante y Estratos de Cerro Limón Verde; CM: Estratos Cerro del Medio; EJ: Esquistos El Jardín; LP: Formación Las Placetas; Formación Hurtado. Depósitos de plataforma. LF: Fm. Lila; ZF: Fm. Zorritas; AF: Fm. Argomedo; Beds; CF: Fm. Chinchos. Complejos metamórficos: CMT: El Tránsito; CMEC: El Cepo. Modificado de Charrier *et al.* (2007).

Los depósitos de plataforma de la franja oriental, se exponen a lo largo de la Cordillera de Domeyko y Cordillera Principal, entre los 23°30'S y 31°S, y corresponden a las formaciones Lila o Icnitas, Zorritas y Argomedo (Figura 7). Las formaciones Lila y Zorritas sobreyacen rocas plutónicas del Ordovícico tardío-Silúrico temprano, mientras que la base de la Formación Argomedo no está expuesta. Todas estas formaciones están intruidas por granitoides del Carbonífero tardío-Pérmico temprano (Niemeyer *et al.*, 1997; Marinovic *et al.*, 1995). La parte superior de la Formación Lila no está expuesta producto de la erosión, mientras que las formaciones Zorritas y Argomedo son sobreyacidas discordantemente por rocas volcánicas riolíticas y dacíticas de edad Carbonífero-Pérmico (Formación La Tabla; Marinovic *et al.*, 1995). El contenido fosilífero de estas formaciones, permite establecer edades Devónico Inferior-Carbonífero Inferior para la Formación Lila, Devónico Medio-Carbonífero Inferior para la Formación Zorritas, y Devónico Superior-Carbonífero Inferior para la formación Argomedo (Marinovic *et al.*, 1995; Charrier *et al.*, 2007).

Los depósitos descritos anteriormente corresponden a un evento de transgresión-regresión que ocurrió a mediados del Paleozoico en el margen oeste de Gondwana, asociado probablemente a un aumento en el nivel del mar (Bahlburg y Breitreuz, 1991). Al ambiente de depositación ha sido descrito como una plataforma marina estable que se hace más profunda hacia el oeste, flanqueada hacia el este por un arco volcánico que representaría la fuente de los sedimentos (Arco Puneño; Niemeyer *et al.*, 1997). Posteriormente, los depósitos de la franja occidental habrían sido deformados producto de su evolución dentro de un complejo de subducción (Bahlburg y Hervé, 1997).

Otros depósitos que probablemente tendrían la misma edad, han sido reportados en la Precordillera a los 19°30'S (Formación Quebrada Aroma, Harambour, 1990; o CMQA, Morandé *et al.*, 2013); en la Cordillera de Domeyko entre 22.5°S y 22.8°S (Estratos de Pampa Quenante y Estratos de Cerro Limón Verde; Morandé, 2014), entre 25°15'S y 25°30' (Estratos Cerro del Medio; Naranjo y Puig, 1984), entre 26°15' y 26°30' (Esquistos El Jardín; Arancibia, 2014), y entre 26°25' y 27°30' (Formación Chinchas; Bell, 1985); y en lo alto de la Cordillera Principal entre los 28°30'S y 30°30'S (Complejo Metamórfico El Tránsito; Ribba *et al.*, 1988), y entre 29°S y 31°S (formaciones Las Placetas y Hurtado; Complejo Metamórfico El Cepo; Charrier *et al.*, 2007). La Formación Quebrada Aroma consiste en una sucesión metasedimentaria marina de origen turbidítico, con estructuras que indican una profundización hacia el oeste de la cuenca (Charrier *et al.*, 2007), posteriormente descrita como un complejo epimetamórfico (Morandé *et al.*, 2013). Los Estratos de Pampa Quenante se componen principalmente de metareniscas cuarcíferas de biotita, intruidas por un plutón de 323 Ma (Carbonífero medio). Estudios en circones detríticos acotan la edad máxima de depositación del protolito al Silúrico (436 Ma; Morandé, 2014). Los Estratos de Cerro Limón Verde corresponden a una secuencia metasedimentaria de bajo grado formada por areniscas cuarcíferas, areniscas volcanoclásticas, conglomerados y metapelitas, sobreyacidas por rocas volcánicas de 301 Ma (Carbonífero Superior). Estudios en circones detríticos acotan la edad máxima de depositación del protolito al Silúrico (434 Ma; Morandé, 2014). Los Estratos Cerro del Medio consisten en metacuarcitas y filitas con ausencia de fósiles, intruidas por granitoides que son sobreyacidos por secuencias marinas triásicas (Charrier *et al.*, 2007). Los Esquistos El Jardín corresponden a rocas metapelíticas foliadas, intruidas por el batolito Sierra Castillo de edad pérmica. Estudios en circones detríticos acotan la edad máxima de depositación del protolito al Carbonífero Superior (311 Ma; Arancibia, 2014). La Formación Chinchas correspondería a depósitos lacustres foliados

con algunos horizontes volcánicos, y sujetos a metamorfismo de contacto. Su base no está expuesta, y es intruida por granitoides pérmicos. Esta Formación ha sido correlacionada a las formaciones Lila y Zorritas en base a su posición geográfica y relaciones estratigráficas (Charrier *et al.*, 2007). El Complejo Metamórfico El Tránsito se compone principalmente de esquistos verdes, micaesquistos de cuarzo, cuarcitas y mármol, intruidos por el Batolito Elqui-Limarí de edad Carbonífero-Pérmico, y afectados por al menos dos eventos de deformación. Estudios en circones detríticos acotan la edad máxima de depositación del protolito al Devónico Superior (380 Ma; Álvarez *et al.*, 2011). Las formaciones Las Placetas y Hurtado, corresponden a secuencias marinas intensamente deformadas, de posible origen turbidítico, que son intruidas por granitoides del Pérmico Superior-Triásico y Carbonífero Superior, respectivamente (Charrier *et al.*, 2007). El Complejo Metamórfico El Cepo, corresponde a rocas pelíticas y areniscas, con ausencia de metabasitas y mármol, afectadas por un evento metamórfico dinamotermal antiguo, y un evento de metamorfismo de contacto más joven. El protolito sería similar a los depósitos plataformales de la franja oriental, y tendría una edad Devónico Medio-Carbonífero Superior, en base a que es intruida por plutones del Carbonífero Superior (Charrier *et al.*, 2007).

3 LITOLOGÍA Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En la Carta Guaviña, la Formación Quebrada Aroma fue redefinida como Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma debido a que no es posible describirla en base a una columna estratigráfica, a pesar que localmente presenta algunos afloramientos que conservan las características depositacionales primarias, las que gradan a rocas intensamente deformadas y metamorfozadas en filitas y esquistos (Morandé *et al.*, 2013). Se incluyeron en este complejo a los Estratos de Poroma, los cuales fueron considerados como una unidad aparte por Harambour (1990), enmendando las descripciones de Fuenzalida (1972) y Sayés (1978). Esta nueva inclusión se basó en la similitud litoestratigráfica y temporal con las facies con menor metamorfismo de los afloramientos en la quebrada Aroma. El Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma subyace en discordancia de erosión y angular a las formaciones Longacho, Cerro Empexa y Altos de Pica, mientras que su base no se halla expuesta. El complejo está intruido por diques máficos verdosos porfíricos de hasta 2 m de potencia, precedentes a la depositación de la Fm. Altos de Pica.

El CMQA corresponde a una sucesión de metareniscas y metalutitas, con afloramientos locales de esquistos cuarzo-micáceos, filitas micáceas y marginales milonitas que afloran en el curso medio de las quebradas de Aroma y Sotoca, al oeste de las localidades de Jaiña, Sotoca y Sipiza, y que se extienden hasta la quebrada Soga en el extremo sur central de la Carta Mamiña (Figura 8). Las litologías mencionadas se presentan principalmente en cinco tipos de afloramientos que se disponen de forma compleja, variando su predominio por sobre los otros en distintas partes del complejo. Estos son: (a) turbiditas clásicas, b) filitas gris-verdosas, (c) filitas de color azul, (d) filitas indiferenciadas y (e) esquistos micáceos. Localmente, se observan algunas zonas milonitizadas que afectan variablemente a los distintos tipos de afloramientos, caracterizándose por una serie de estructuras asociadas con metamorfismo dinámico (capítulo Geología Estructural).

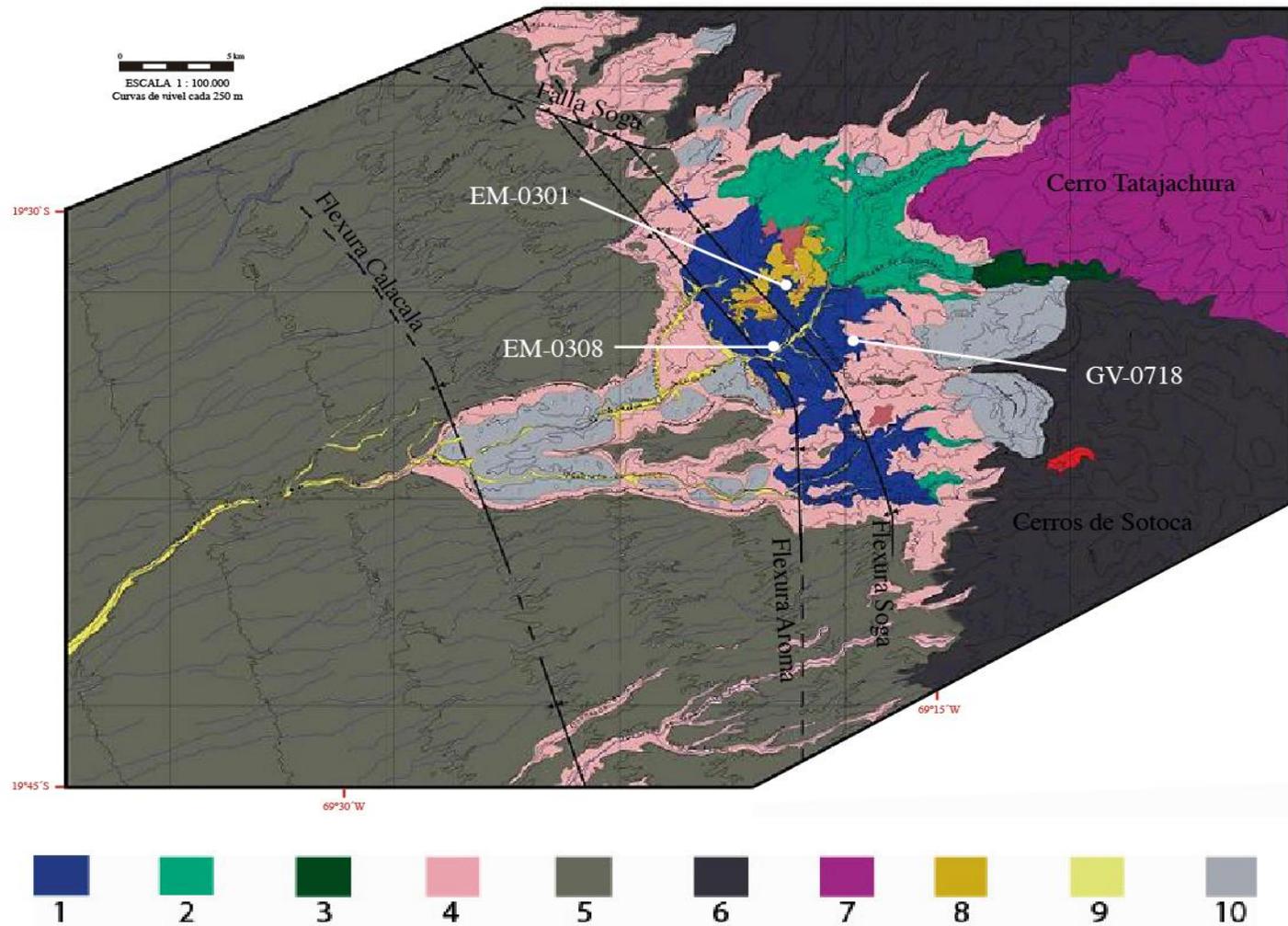


Figura 8: Mapa geológico del área de estudio. (1) Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma; (2) y (3) Fm. Cerro Empexa (incluye a la Fm. Quebrada Coscaya y Fm. Chusmisa); (4) Fm. Altos de Pica; (5) Fm. El Diablo; (6) Lavas de Sotoca; (7) Lavas de Tatajachura; (8) Conglomerados de San Antonio; (9) Depósitos fluvio-aluviales recientes; (10) Deslizamientos. Modificado de Farias *et al.* (2005).

a) Turbiditas clásicas (Figura 9). Corresponden a intercalaciones rítmicas en bancos de 5 cm a 40 cm de areniscas y lutitas cuarzo feldespáticas finas a gruesas, que conservan las características depositacionales primarias, tales como laminación paralela y convoluta, calcos de carga y fisilidad en las lutitas. Las areniscas presentan laminación paralela y estratificación gradada normal, calcos de carga, marcas de corriente (flautas) y estructuras *syn-sedimentarias* gravitaciones (*slumpings*) de escala métrica. En la quebrada Coscaya, en el sector sur-central de la Carta Guaviña, corresponden a una serie con una potencia expuesta de aproximadamente 190 m, donde además las marcas de corriente indican un aporte sedimentario aproximado desde el SW. Petrográficamente corresponden a metagrauvacas con clastos entre 0.1- 2 mm en variadas proporciones dependiendo de la capa y un grado metamórfico muy bajo con micas blancas levemente orientadas (algunas detríticas) de no más de 0.2 mm.

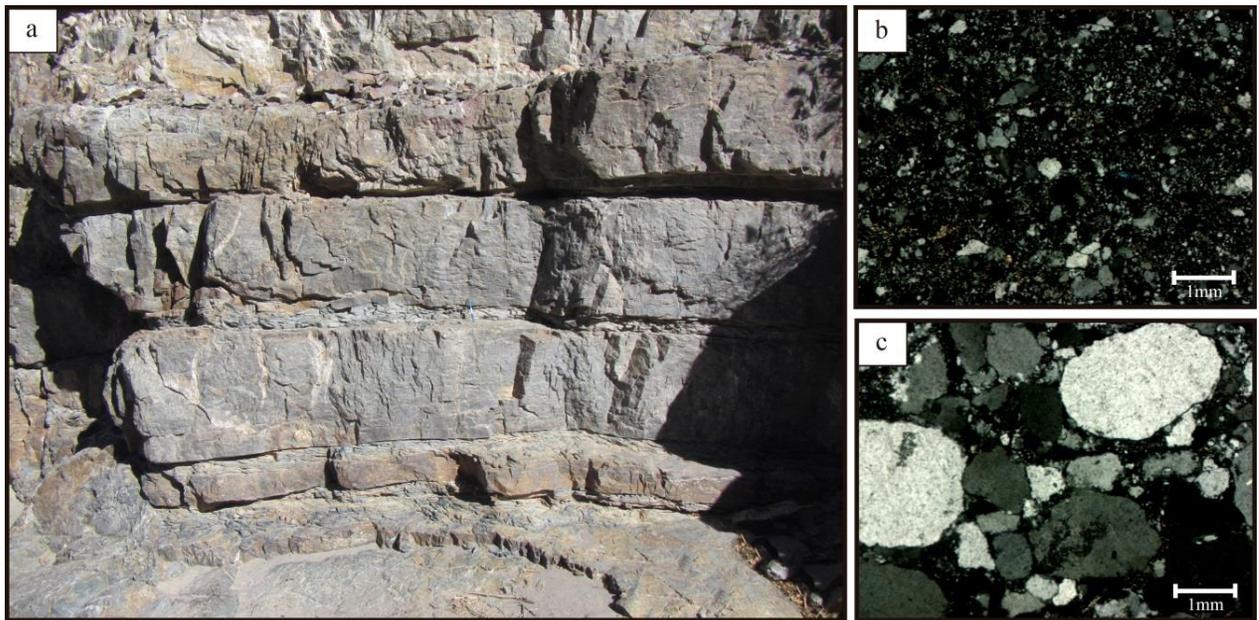


Figura 9: a) Turbiditas clásicas a escala del afloramiento. b) y c) Variación del tamaño de grano en las distintas capas, desde <0.5mm hasta 2mm, respectivamente.

b) Filitas gris-verdosas (Figura 10). Corresponde a filitas cuyo protolito corresponde principalmente a sedimentos pelíticos y en algunas partes carbonáticos, con intercalaciones subordinadas de metareniscas cuarcíferas y feldespáticas (filitas de color azul). En algunas zonas se observan vetillas y vetas deformadas de cuarzo de hasta 10 cm. Petrográficamente, se observa una foliación zonada de mica blanca, entre agregados de cuarzo recristalizado y feldespato en menor medida, con clastos de no más de 0.5 mm presentes en agregados inequigranulares poligonales. También se presentan vetillas de cuarzo policristalino recristalizado en agregados inequigranulares interlobulados. Se observan, marginalmente, algunos cristales de mica blanca de mayor tamaño aislados.

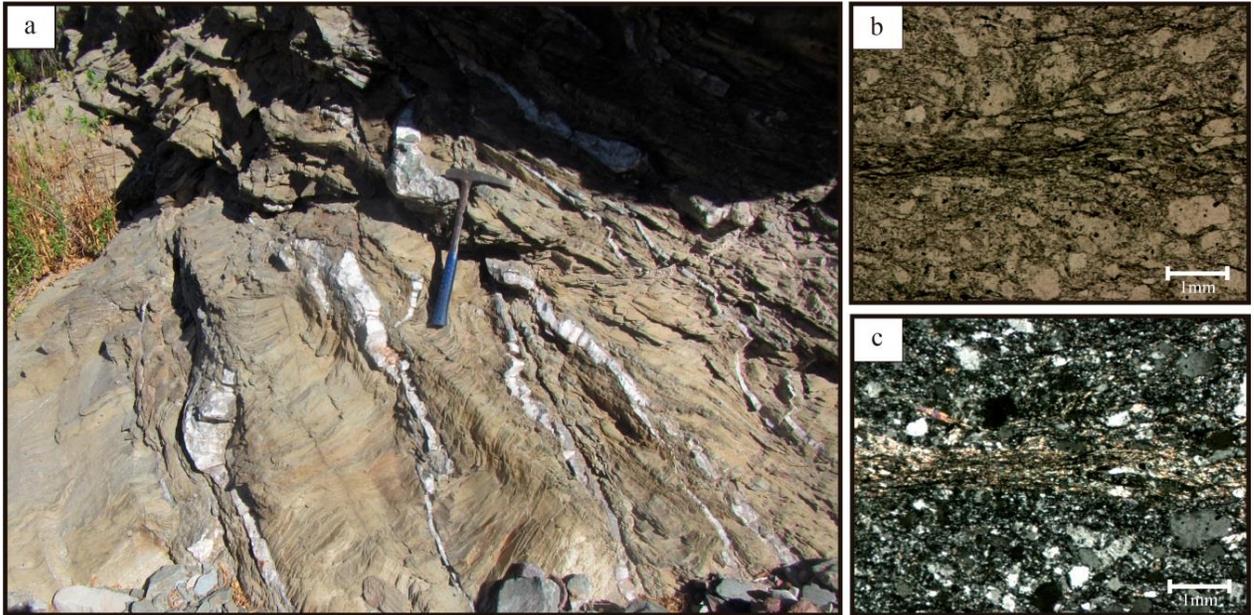


Figura 10: a) Filitas gris-verdosas a escala del afloramiento. b) Corte transparente a nicoles paralelos. c) Corte transparente a nicoles cruzados, donde se observa foliación zonada de mica blanca.

c) Filitas de color azul (Figura 11). Corresponde a filitas cuyo protolito corresponde principalmente a areniscas cuarcíferas y, en menor proporción, feldespáticas, con intercalaciones subordinadas de metalutitas micáceas (filitas gris-verdosas). En algunas zonas presenta una alteración pardo-rojiza con la presencia de pirita oxidada de hasta 2 cm. También se observan vetillas y vetas deformadas de cuarzo de hasta 10 cm de espesor. Petrográficamente, se compone de clastos de cuarzo de hasta 3 mm con extinción ondulosa y feldespato en menor medida. Los espacios entre granos están rellenos por cuarzo recristalizado en agregados inequigranulares interlobulados. En general, se observan muy pocos cristales de mica blanca del orden de 0.5 mm, aunque en algunas zonas presenta una foliación espaciada de mica blanca y biotita en menor medida.

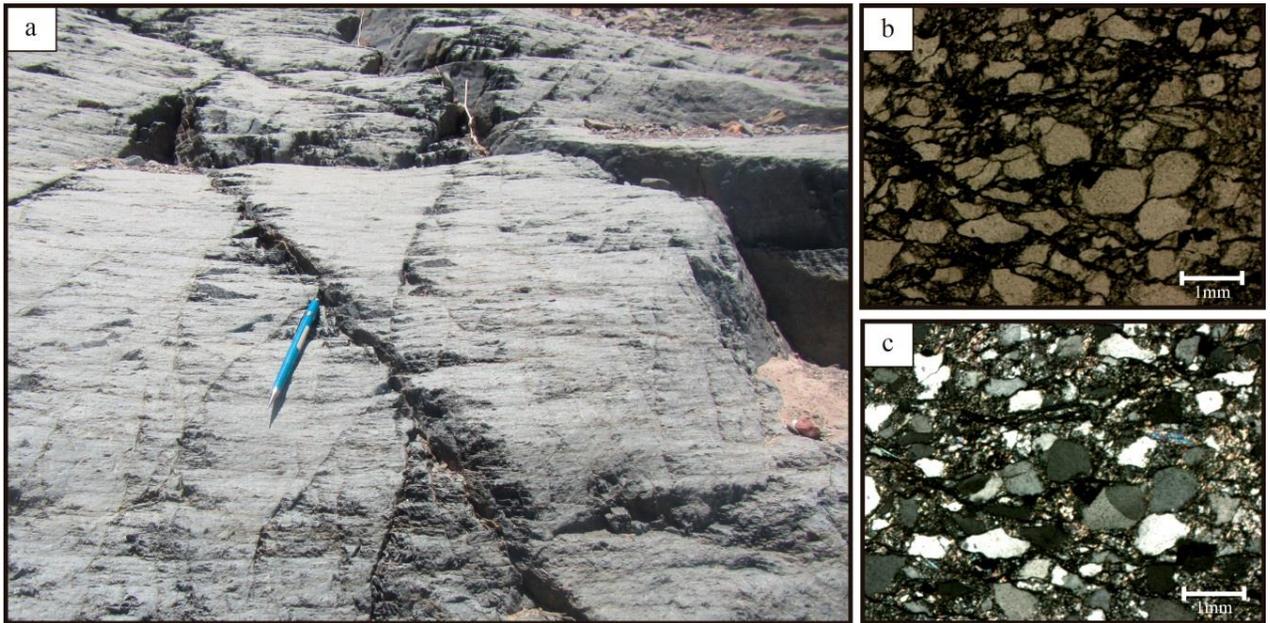


Figura 11: a) Filitas de color azul a escala del afloramiento. b) Corte transparente a nicols paralelos. c) Corte transparente a nicols cruzados.

d) Filitas indiferenciadas (Figura 12). Corresponde a zonas donde no existe un predominio evidente de las filitas gris-verdosas y las filitas de color azul. Estas se presentan como intercalaciones en donde aparecen lentes de filitas verdes dentro de filitas azules y viceversa.



Figura 12: Intercalaciones entre filitas gris-verdosas y filitas de color azul.

e) Esquistos micáceos de biotita (Figura 13). Corresponden a esquistos café-amarillento con micas de no más de 3 mm y zonas con bandas de cuarzo con al menos 2 foliaciones distintas, con pliegues métricos, isoclinales centimétricos desarraigados, y desarrollo de crenulación en las zonas axiales de pliegues métricos. En general, presentan una meteorización muy intensa. Petrográficamente, se observa una foliación espaciada muy marcada con franjas de hasta ~2 mm de biotita y mica blanca, y otras de cuarzo policristalino en agregados inequigranulares poligonales. Se observan vetillas de cuarzo policristalino subparalelas a estas franjas.

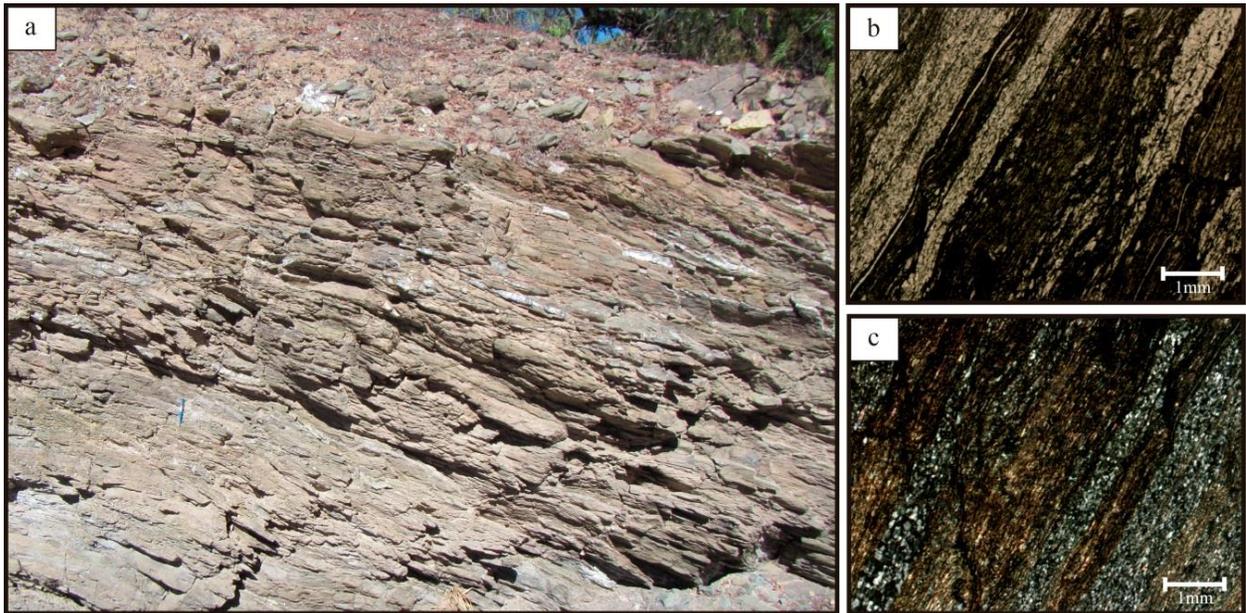


Figura 13: a) Esquistos a escala del afloramiento. b) Corte transparente a nicoles paralelos. c) Corte transparente a nicoles cruzados, mostrando foliación espaciada de mica blanca y biotita, con microlitones de cuarzo.

3.1 Protolito y grado metamórfico

Si bien la integridad del depósito no permite observar la continuidad lateral de los afloramientos, es posible identificar algunos elementos deposicionales que permiten establecer que el protolito corresponde a depósitos turbidíticos. Entre estos se incluyen: a) intercalaciones rítmicas de fangolitas y areniscas, correspondientes a *frontal splays* o *crevasse splays*; b) depósitos arenosos sin estructura interna, que corresponderían a rellenos de canales o cañones; c) depósitos de fangolitas estratificadas posiblemente asociadas a la formación de *levees*; d) *slumpings* (Posamentier y Walker, 2006). Estas características coinciden con las descripciones realizadas por Harambour (1990) y Charrier *et al.* (2007) de que estos depósitos tienen un origen turbidítico.

Con respecto al grado metamórfico, el CMQA presenta un metamorfismo regional que va desde muy bajo grado con texturas granoblásticas de cuarzo y feldespato, hasta facies de esquistos verdes con texturas lépido y granoblásticas con desarrollo de biotita y mica blanca. El desarrollo de este metamorfismo está estrictamente ligado a la deformación, por lo que se analizará en mayor detalle en capítulos posteriores.

4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El CMQA presenta una serie de evidencias que indican distintos periodos de deformación y que afectan a distintas partes del depósito, dependiendo de la litología y cercanía a zonas de cizalle. Estas evidencias corresponden principalmente a foliaciones, pliegues y otras estructuras que serán analizadas en distintas litologías, con el fin de determinar correlaciones y temporalidad de eventos.

4.1 Foliaciones

Filitas. Si bien las filitas gris-verdosas corresponden a estratos con menor competencia y en general se muestran más deformadas que las filitas de color azul, ambas litologías llegan a mostrar un alto grado de deformación, aunque no en las mismas partes del afloramiento. Las estructuras sedimentarias originales no se observan producto del metamorfismo, por lo que no es posible determinar S_0 . El clivaje de las micas varía su grado de desarrollo, presentando foliaciones continuas a zonadas (Figura 10c), así como también clivaje de pizarra en capas de grano más fino (S_1) (Figura 14a). También se identifica una foliación secundaria asociada a plegamiento isoclinal, que produce crenulación de S_1 y planos de disolución por presión (S_2) (Figuras 14c y 14d).

Esquistos. Los esquistos se comportan de manera similar a las filitas, con ausencia de S_0 y desarrollo de S_1 y S_2 . La diferencia radica en que al tener un mayor grado metamórfico o de deformación, la foliación de micas es espaciada, evidenciada por microlitones de cuarzo y feldespato entre crecimientos de biotita y mica blanca (Figura 13c). Además, en los esquistos S_2 presenta un mayor grado de desarrollo (Figuras 14e y 14f).

En resumen, el CMQA presenta una foliación regional S_1 posiblemente asociada al crecimiento de micas producto del metamorfismo y procesos de exhumación (Ring *et al.*, 1999), la cual está sobreimpuesta, en algunas partes, por una foliación S_2 , que varía su grado de desarrollo dependiendo de su relación con plegamientos isoclinales y/o cercanía a zonas de cizalle (Figura 14). El desarrollo de S_2 en las distintas partes del CMQA, no está necesariamente relacionada a los mismos eventos de deformación. El hecho de que existan rocas foliadas junto a rocas no foliadas, sugiere que el metamorfismo ocurrió sincrónicamente a la depositación.

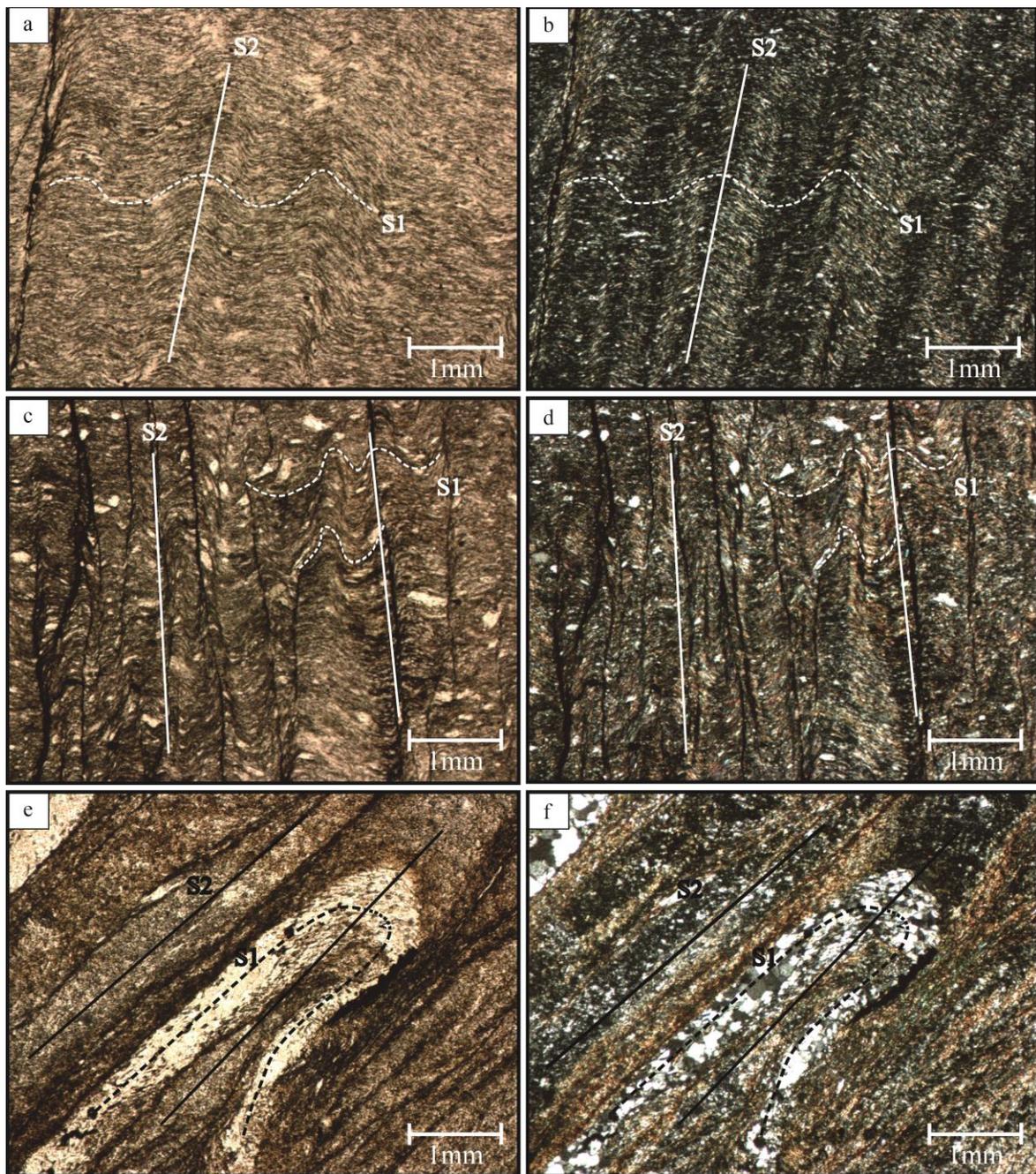


Figura 14: Variación en el desarrollo de S_2 a nicos paralelos (izquierda) y cruzados (derecha). a) y b) S_2 poco desarrollado, crenulando levemente a S_1 . c) y d) S_2 un poco más penetrativo, crenulando y cortando a S_1 , generando franjas de disolución por presión. e) y f) S_2 muy penetrativo, desarrollando foliación de micas y plegamiento isoclinal de S_1 .

4.2 Estructuras mayores

Además de las foliaciones, el CMQA presenta estructuras en la escala centimétrica, métrica y decamétrica. Estas corresponden a crenulaciones de distintas longitudes de onda, planos de falla con patrones complejos, pliegues amplios y *broken formations*. Estas últimas podrían ligar la génesis del depósito a un prisma de acreción (Figura 15).

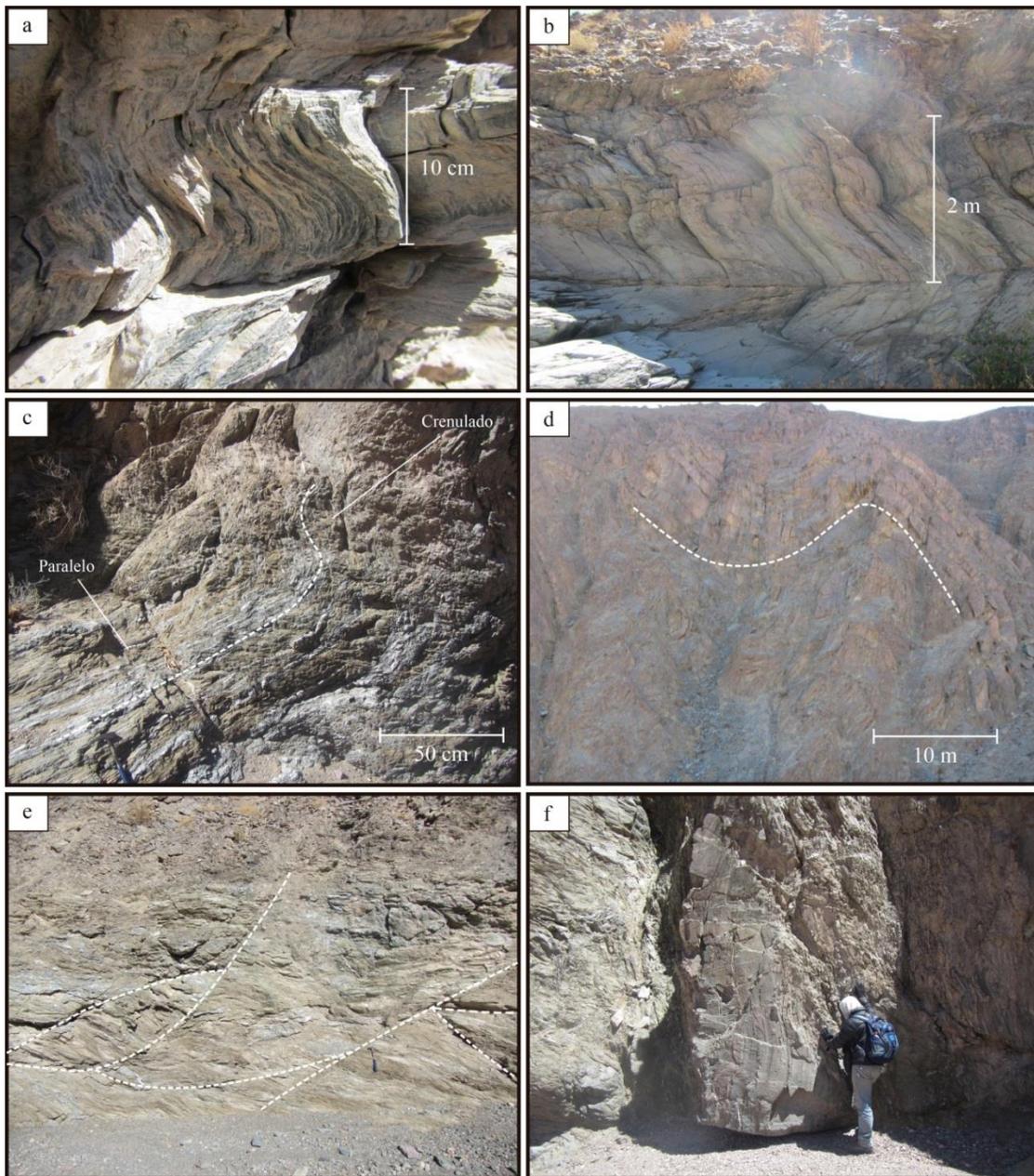


Figura 15: Estructuras mayores presentes en el CMQA. a) y b) Crenulaciones a escala centimétrica y métrica, respectivamente. c) y d) Pliegues a escala centimétrica y métrica, respectivamente. e) Patrones complejos de fallas. f) *Broken formation*.

4.3 Milonitas

Las milonitas son rocas foliadas que muestran evidencias de intenso cizallamiento dúctil y normalmente contienen elementos de fábrica con simetría monoclínica. Milonita es un término estrictamente estructural que se refiere solo a la fábrica de la roca y no da información respecto a la composición mineral (Passchier y Trouw, 2005). Por esta razón, estas estructuras pueden estar presentes en cualquiera de las litologías presentes.

El CMQA presenta estructuras de cizalle simple que evidencian deformación milonítica en variadas direcciones. Estas son: estructuras S-C (Figuras 16a, 16b y 16c), estructuras S-C'

(Figuras 16d, 16e, 16f), formas sigmoidales (Figura 16g), porfiroclastos con sombras de strain (Figura 16h) y colas delta (Figura 16i). Cabe destacar que a pesar de la similitud entre las estructuras S-C' y el clivaje de crenulación, las estructuras S-C' se forman en condiciones extensionales y el ángulo entre estas y la foliación previa es de 15-35°, mientras que el clivaje de crenulación se forma por compresión y el ángulo entre este y la foliación previa es $>45^\circ$.

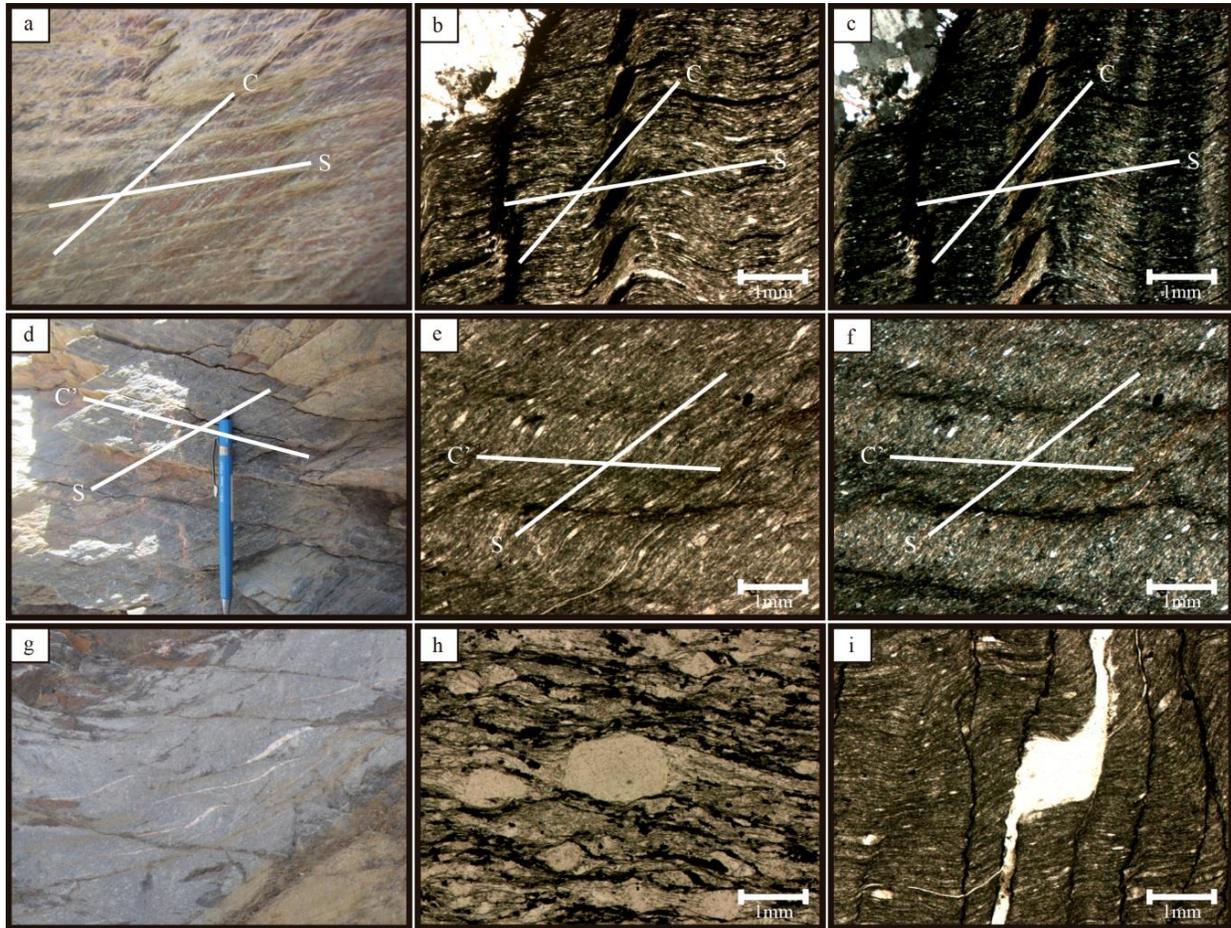


Figura 16: a) Estructuras S-C a escala del afloramiento. b) Estructuras S-C en corte transparente a nicoles paralelos. c) Estructuras S-C en corte transparente a nicoles cruzados. d) Estructuras S-C' a escala del afloramiento. e) Estructuras S-C' en corte transparente a nicoles paralelos. f) Estructuras S-C' en corte transparente a nicoles cruzados. g) Formas sigmoidales. h) Porfiroclastos con sobras de strain. i) Porfiroclastos con colas delta.

4.4 Deformación y temporalidad de los eventos

Con los datos obtenidos en terreno, no fue posible relacionar las foliaciones y pliegues, ni espacial ni temporalmente, producto del carácter altamente caótico de los afloramientos. Esto debido a que los depósitos turbidíticos tienen disposiciones complejas inherentes, que sobrepuestas a los eventos de deformación que generaron la exhumación, más los eventos de deformación posteriores, generan disposiciones caóticas que impiden correlacionar las distintas partes del depósito. Además, la intensa meteorización generalmente oscurece las litologías presentes y la relación espacial entre las distintas partes del afloramiento (ver más en capítulo Discusiones). A pesar de esto, se observa una deformación de piel fina con pliegues y cabalgamientos con variadas disposiciones. Además, se observa que la disposición general de los estratos es mantear entre SW y N, mientras que el rumbo más común de las foliaciones es cercano a N-S, variando a NNW-NNE, con manteos desde verticales hasta 30° (Morandé *et al.*, 2013).

5 GEOCROLOGÍA EN CIRCONES DETRÍTICOS

El cálculo de edades U-Pb en circones permite saber la edad de cristalización del mineral, bajo el supuesto de que el sistema ha permanecido como un sistema cerrado desde su formación. Cuando las edades calculadas a partir de los distintos sistemas isotópicos independientes ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) son similares, es probable que el supuesto se cumpla, y que la edad calculada represente la edad de cristalización del circón. Cuando las edades calculadas independientemente difieren entre sí, se dice que son discordantes, y las edades calculadas tienen otros significados. Las razones por las cuales se tienen análisis discordantes son aún tema de gran debate y serán analizadas en el capítulo Discusiones.

La geocronología en circones detríticos ha evolucionado rápidamente durante los últimos 20 años, desde una técnica con aplicación aparentemente limitada a un método casi indispensable para investigar unidades sedimentarias y sus respectivas fuentes de sedimentos. Esta evolución es el resultado de desarrollos tecnológicos que han permitido determinar eficientemente las edades U-Pb en cristales individuales de circón, junto con análisis de múltiples granos simultáneamente. Las mejoras en la instrumentación, recolección de datos, procesamiento, visualización e interpretación están sujetas a una disminución en los errores aleatorios y sistemáticos de las distintas metodologías a lo largo del tiempo, y que a su vez han ido mejorando la precisión y exactitud de las edades U-Pb obtenidas (Schoene, 2013; Gehrels, 2014).

No obstante, aún existe un gran debate respecto a cuales son los instrumentos óptimos (TIMS, SIMS, ICP-MS); que edades utilizar ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ o $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) y como estas edades deben ser evaluadas y filtradas; cuantos análisis se deben realizar para cada muestra y como deben ser seleccionados los circones; cual es el mejor método para describir una agrupación de edades; cual es la mejor forma de comparar las distribuciones de edades de varias muestras; y como se interpretan las distribuciones de edades (Gehrels, 2012). A pesar de esto, la geocronología en circones detríticos es ampliamente utilizada para cuatro aplicaciones principales: (1) estudios de proveniencia, donde las edades de los minerales detríticos son comparadas con las edades de las potenciales fuentes de sedimentos, (2) cuando la proveniencia es conocida, determinar la edad y características de las rocas que son fuente de los sedimentos, (3) correlación de unidades sedimentarias, donde las edades de los minerales detríticos son comparadas para evaluar posibles relaciones entre las diferentes unidades, (4) edad máxima de depositación, donde la edad más joven de una unidad clástica determina la edad más antigua posible del depósito.

En este trabajo, se analizan las concentraciones isotópicas de U-Pb en circones detríticos de 4 muestras de metarenisca colectadas de distintas partes del depósito (EM-0301, EM-0308 y GV-0718 en la quebrada Aroma y GV-0304 en la quebrada Coscaya). Los circones fueron separados a través del método estándar de molienda y separación de minerales pesados, realizado en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Estos concentrados de circón fueron enviados a la Universidad Nacional Autónoma de México, para ser sometidos a análisis isotópicos de U-Pb en LA-ICPMS. El resultado de los análisis y las edades calculadas se muestran en el anexo A. Las discordancias representan la diferencia relativa entre la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Para definir la mejor edad, se utiliza la edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para las edades mayores a 1.4 Ga, y la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para las edades menores a 1.4 Ga (Gehrels *et al.*, 2008).

Para visualizar la distribución de las edades de los circones detríticos y generar grupos con características similares, se calcula la probabilidad relativa de cada edad de pertenecer a un cierto intervalo. Para esto se utilizan dos tipos de diagramas: PDP (*Probability density plot*) y KDE (*Kernel density estimator*). El PDP (conocido por su uso en Isoplot) se calcula asumiendo una distribución Gaussiana cuyo promedio y desviación estándar corresponden a las de cada edad calculada y sus respectivas incertezas analíticas. Esto produce que el ancho de cada intervalo (ancho de banda) dependa de la precisión analítica de cada edad, aumentando la probabilidad relativa cuando la precisión analítica es mejor, lo que estadísticamente no es necesariamente cierto (Vermeesch, 2012). El KDE también asume una distribución Gaussiana, pero la desviación estándar está determinada por la densidad de probabilidad local. Esto hace que el ancho de banda se adapte a la densidad de probabilidad local, utilizando un mayor ancho de banda cuando hay menos datos, y uno más pequeño cuando hay más datos, logrando una mejor resolución. Los cálculos de los diagramas PDP y KDE se realizan mediante el software *Density Plotter*, que además permite modelar casos con hasta cinco fuentes distintas, calculando máximos locales y edad máxima de depositación (que se estima razonablemente como el promedio ponderado de la población más joven con tres o más circones; Dickinson y Gehrels, 2009). Los diagramas PDP se muestran junto a gráficos de edad vs concentración de uranio, edad vs U/Th y edad vs concordancia, para estimar pérdidas de Pb, presencia de circones metamórficos y confiabilidad de los datos, respectivamente. Los máximos locales se calculan según el diagrama PDP para compararlas con estudios que utilizan la misma metodología. La comparación entre PDP y KDE se realiza en el capítulo Discusiones.

5.1 Diagramas PDP

La muestra EM-0301 presenta cuatro máximos prominentes (Figura 17). El primero entre 520-420 Ma y corresponde al 13% de los datos con máximo a los 462 Ma. El segundo entre 750-600 Ma (8%), con máximo a las 679 Ma. El tercero entre 1200-900 Ma (28%) con máximo a los 999 Ma. El cuarto entre 2000-1800 Ma (14%) con máximo a los 1844 Ma. Existen otros dos máximos menores entre 1550-1200 Ma (17%) y entre 1800-1550 Ma (13%). Circones más antiguos a 2000 Ma solo corresponden al 2% de los datos. No presenta circones devónicos. La edad máxima de depositación calculada es 433 ± 5 Ma (Sheinwoodiano, Silúrico medio).

La muestra EM-0308 presenta dos máximos prominentes (Figura 18). El primero entre 550-400 Ma y corresponde al 48% de los datos con máximo a los 471 Ma. El segundo entre 1200-900 Ma (29%) con máximo a los 1127 Ma. Circones más antiguos a 2000 Ma solo corresponden al 2% de los datos. No presenta circones devónicos. La edad máxima de depositación calculada es 326 ± 4 Ma (Serpukhovian, Mississippiano Superior).

La muestra GV-0304 presenta dos máximos prominentes (Figura 19). El primero entre 650-400 Ma y corresponde al 20% de los datos con dos máximos a los 480 Ma y 537 Ma. El segundo entre 1200-900 Ma (39%) con máximo a los 1056 Ma. Existen un máximo menor entre 1550-1200 Ma (13%). Existen tres *peaks* que no se observan en las otras muestras a los 343, 844 y >2000 Ma. Además presenta dos circones devónicos de 395 ± 6 y 407 ± 7 Ma. La edad máxima de depositación calculada es 343 ± 3 Ma (Viseano, Mississippiano Medio).

La muestra GV-0718 presenta tres máximos prominentes (Figura 20). El primero entre 520-420 Ma y corresponde al 21% de los datos con máximo a los 462 Ma. El segundo entre 1200-900 Ma (34%) con dos máximos a los 1056 y 1163 Ma. El tercero entre 2000-1550 Ma (14%) con

máximo a los 1800 Ma. Circones más antiguos a 2000 Ma solo corresponden al 1% de los datos. Presenta tres circones devónicos de 395 ± 12 , 400 ± 11 y 413 ± 14 Ma. La edad máxima de depositación calculada es 395 ± 6 Ma (Emsiano, Devónico Inferior). Se descarta un circón de edad pérmica (291 ± 17) dada su alta concentración de uranio (lo que aumenta la probabilidad de que haya sufrido pérdida de plomo, arrojando una edad menor a la real).

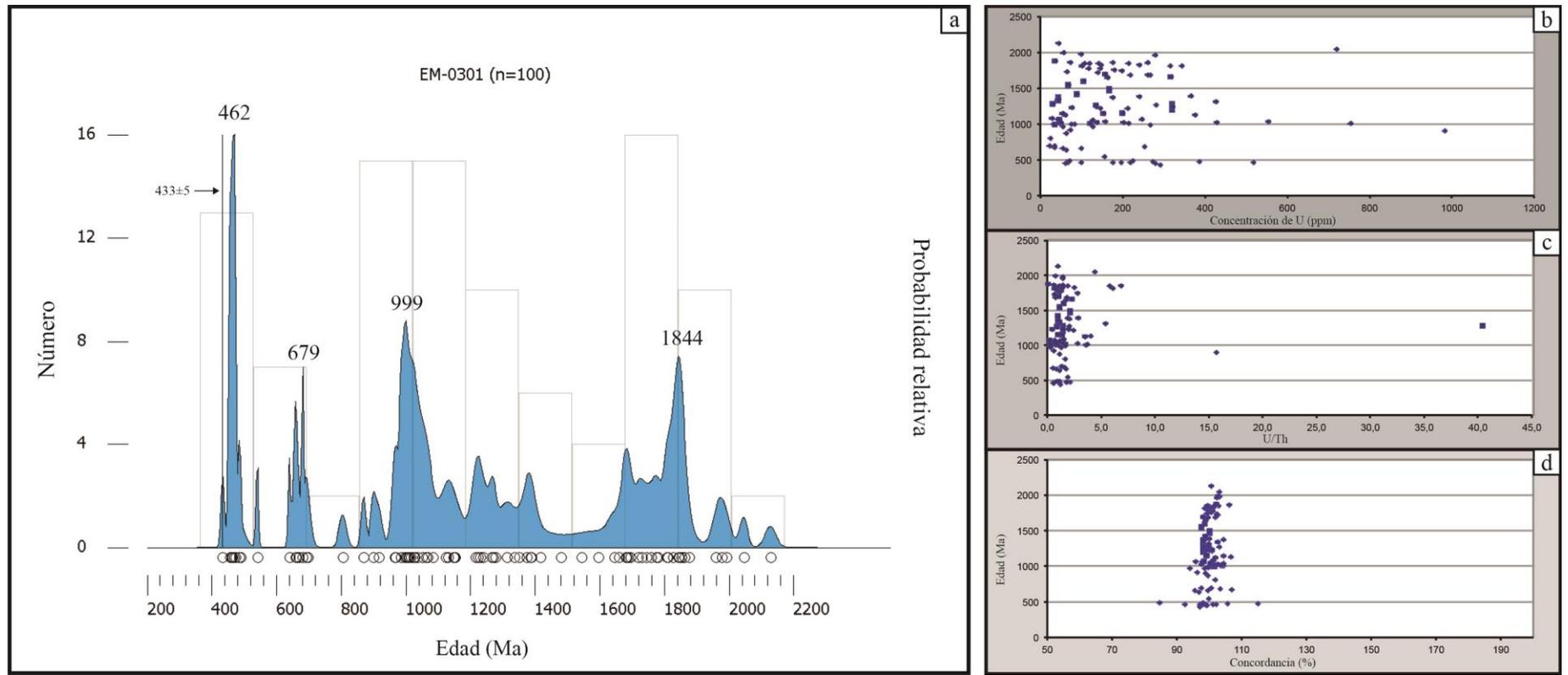


Figura 17: a) PDP de la muestra EM-0301. b) Edad vs concentración de U: no muestra valores anómalos. c) Edad vs U/Th: dos de los circones podrían ser metamórficos ($U/Th > 15$). d) Edad vs concordancia: no presenta edades con discordancia mayor al 20%.

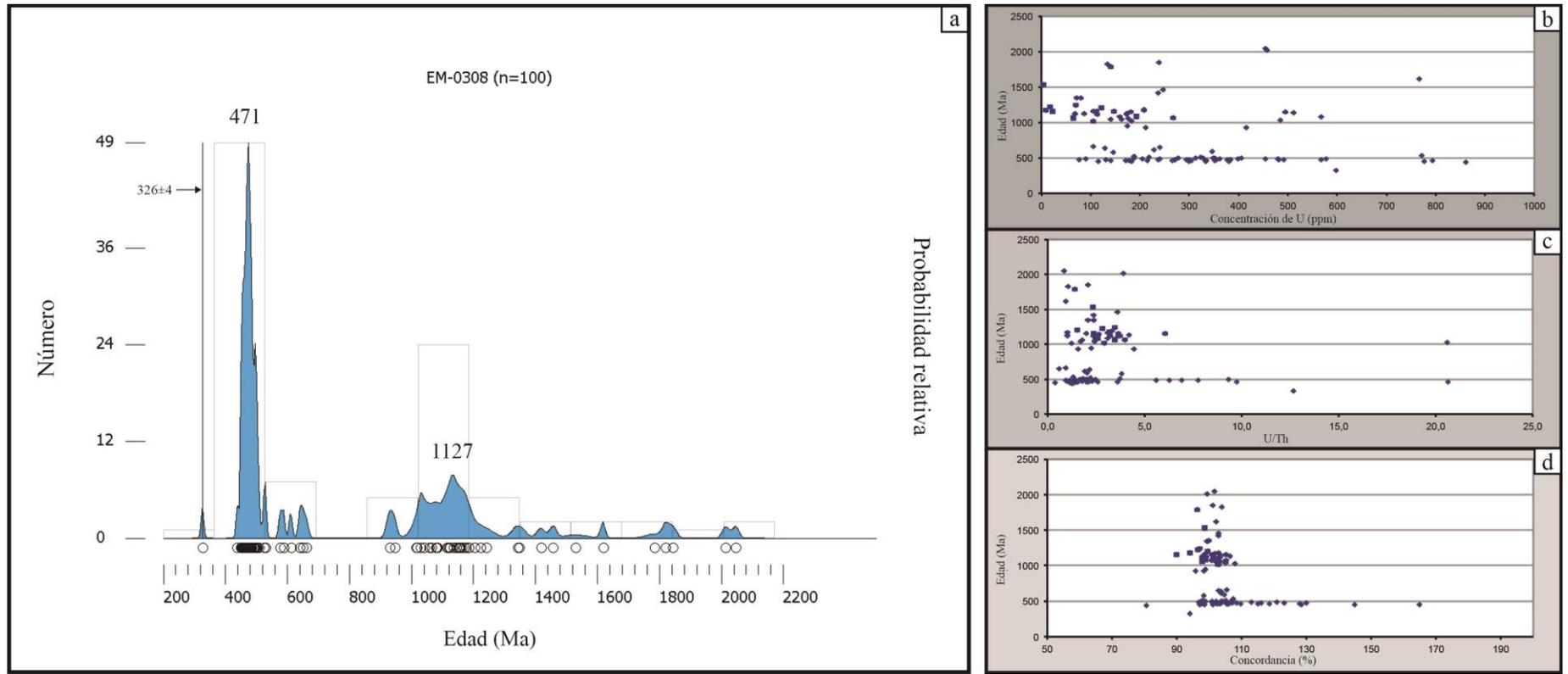


Figura 18: a) PDP de la muestra EM-0308. b) Edad vs concentración de U: no muestra valores anómalos. c) Edad vs U/Th: tres de los circones podrían ser metamórficos. d) Edad vs concordancia: presenta dos edades con discordancia mayor al 30%.

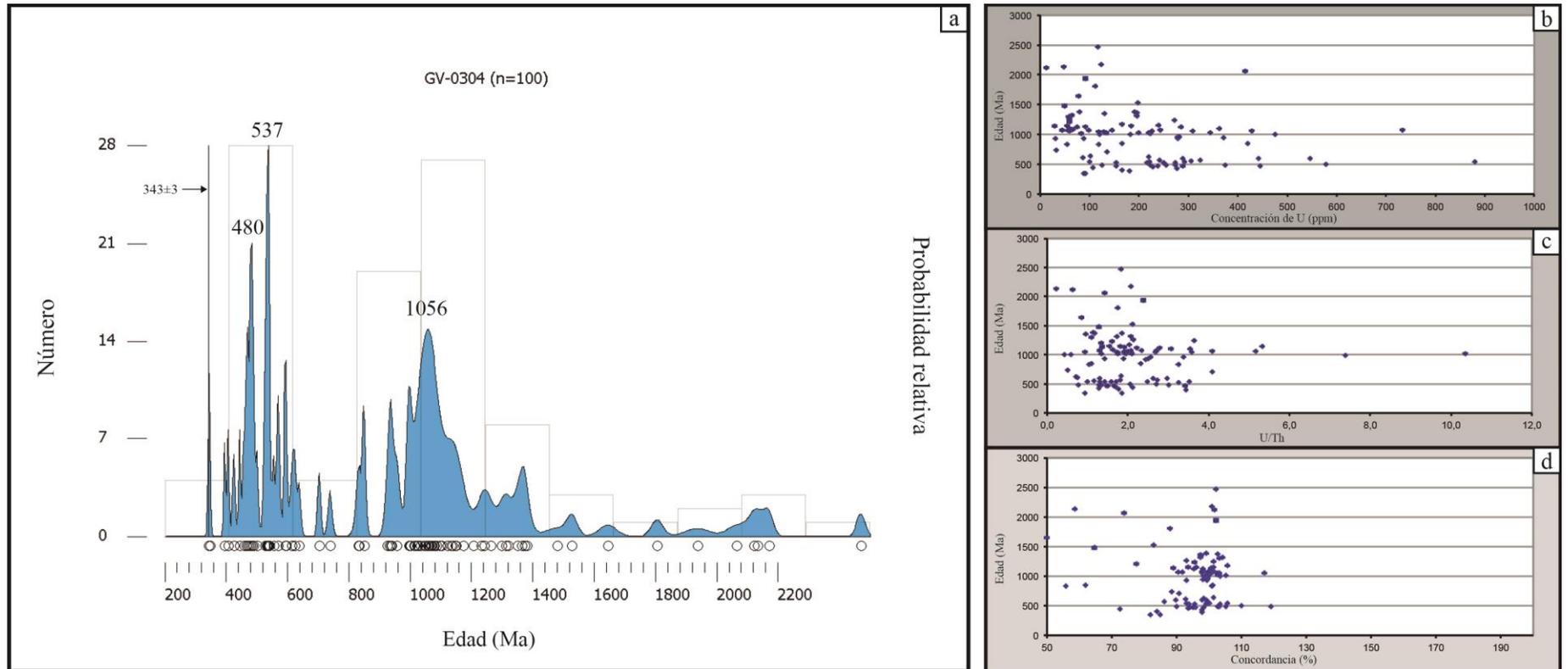


Figura 19: a) PDP de la muestra GV-0304. b) Edad vs concentración de U: no muestra valores anómalos. c) Edad vs U/Th: no presenta circones con valores mayores a 12. d) Edad vs concordancia: presenta 4 edades con discordancia mayor al 30%.

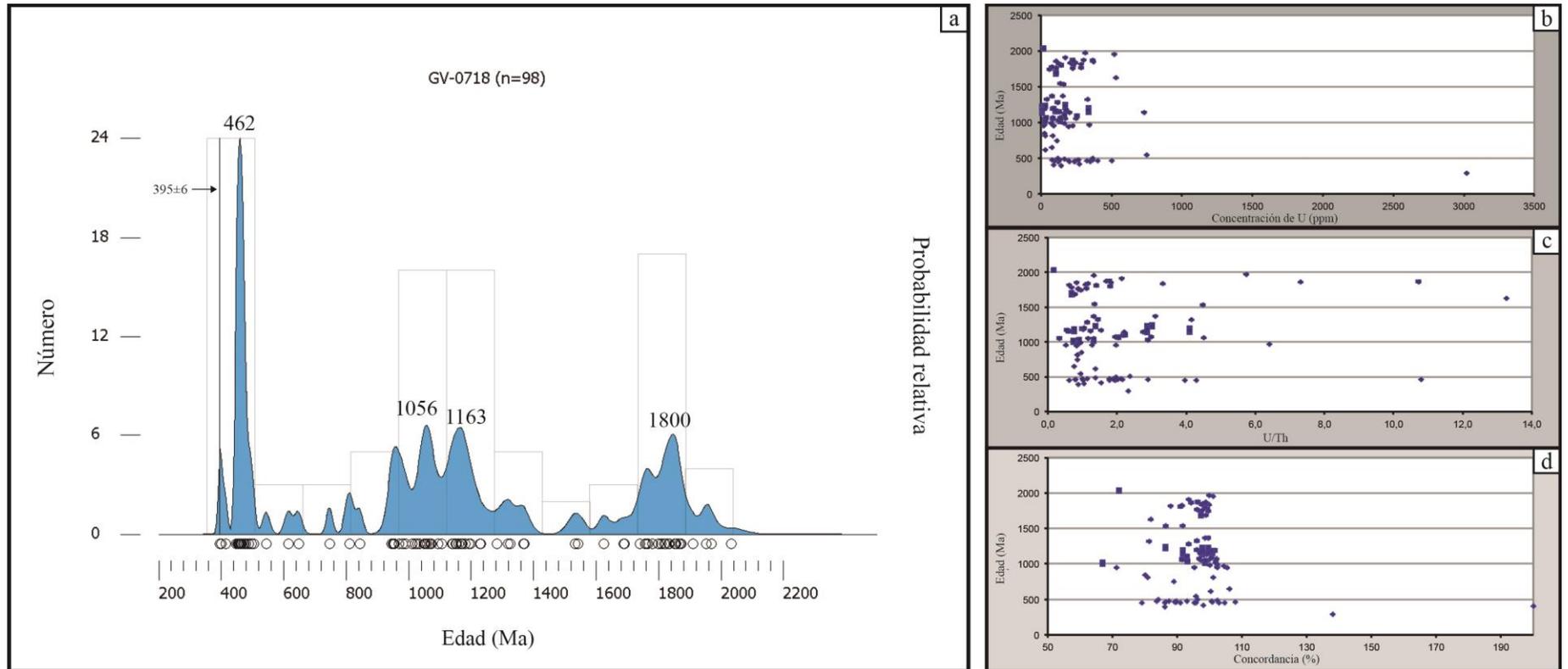


Figura 20: a) PDP de la muestra GV-0718. b) Edad vs concentración de U: muestra un valor anómalo con concentración de U > 3000ppm. c) Edad vs U/Th: no presenta valores mayores a 14. d) Edad vs concordancia: presenta tres edades con discordancia mayor 30%.

5.2 Proveniencia de los circones

El análisis de las edades U-Pb en diagramas de edad *vs* densidad de probabilidad permite subdividir los datos de acuerdo a los eventos orogénicos Paleozoicos y Precámbricos que dieron lugar en las vecindades del cratón amazónico (Figura 21a). Para este trabajo, los más relevantes son seis: 2000 Ma a 1800 Ma (orógeno Ventuari–Tapajós o Transamazónico), 1800 Ma a 1550 Ma (orógeno Río Negro–Juruena), 1550 Ma a 1200 Ma (orógeno Rondonia–San Ignacio), 1200 Ma a 900 Ma (orógeno Sunsás (Grenvilliano)), 750 Ma a 520 Ma (orógeno Braziliario (Pampeano)) y 520 Ma a 420 Ma (arco Famatiniano) (Bahlburg *et al.*, 2009).

Al comparar las 4 muestras (Figura 21b), se observa que las muestras EM-0301, EM0308 y GV-0718 muestran patrones similares, mientras que la muestra GV-0304 muestra un patrón diferente, posiblemente por pertenecer a otra unidad (se encuentra a más de 30 km), o bien, por poseer un mayor porcentaje de discordancia en sus mediciones, sesgando la distribución. Comparando las tres primeras, las principales fuentes de circones serían: arco Famatiniano, orógeno Sunsás y orógeno Transamazónico. Aportes menores provendrían de los orógenos Pampeano, Rondonia-San Ignacio y Rio Negro-Juruena. Para la muestra GV-0304, las principales fuentes serían los orógenos Pampeano, Famatiniano y Sunsás, con aportes menores del orógeno Rondonia-San Ignacio y una fuente desconocida de entre 850-800 Ma.

5.3 Edad del depósito y correlaciones

Si bien el circón más joven tiene 325 ± 9 Ma, se utiliza el promedio ponderado de la población más joven dado sus ventajas estadísticas (Dickinson y Gehrels, 2009). Este se encuentra en la muestra EM-0308 y tiene 326 ± 4 Ma, acotando la edad máxima de depositación del protolito al Carbonífero Inferior, mientras que su discordancia bajo la Fm. Longacho a una edad pre-Lías. Trabajos anteriores reportan la presencia de fósiles y trazas fósiles: Cecioni (1979; 1982) reportó la presencia de graptolites del género *Dictyonema Flabelliforme* propios del Ordovícico Inferior, los cuales Covacevich (1985, en Harambour, 1990) identificó como trazas de *Chondrites sp.* atribuibles al Paleozoico Superior. No obstante, restos de microorganismos (Martínez, 1985, en Harambour, 1990) sugieren una edad no más antigua que el Devónico Superior. Adicionalmente, sus características litoestratigráficas correlacionables con la Fm. El Toco (Harrington, 1961), permiten proponer una edad de depositación entre el Devónico Superior y el Carbonífero Superior. Esta correlación también se puede observar al comparar los datos de circones detríticos con los obtenidos por Bahlburg *et al.* (2009) para las formaciones El Toco y Las Tórtolas (Figura 22). Para ambas formaciones, los principales aportes provienen del arco Famatiniano y del orógeno Sunsás, con máximos menores cercanos a 1800 Ma, similar al CMQA. También coinciden aproximadamente en los valores de los máximos locales y proporciones entre las fuentes. Se verá más adelante que los diagramas PDP, aunque sirven como método de comparación, no representan ni las “proporciones reales” que aporta cada fuente, ni los “máximos reales” de los eventos orogénicos.

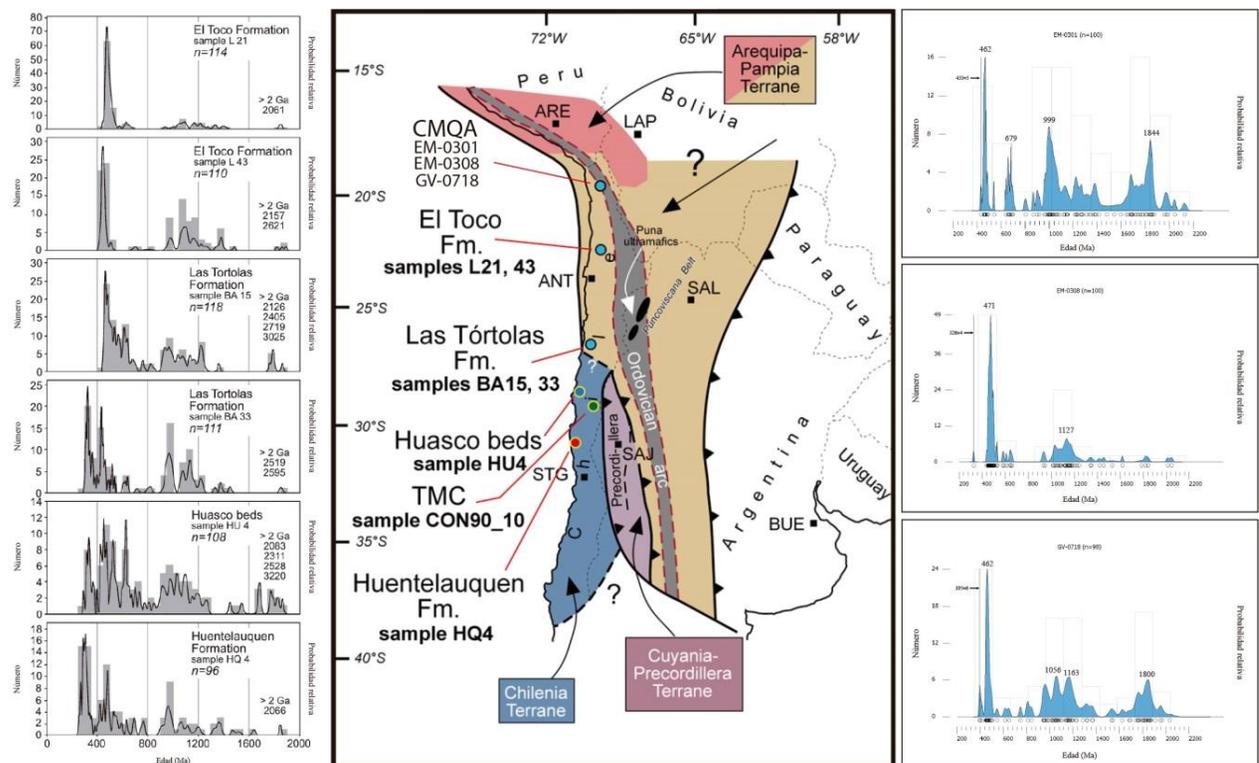


Figura 22: Comparación diagramas PDP del CMQA (a la derecha) con sus equivalentes más al sur (a la izquierda). Modificado de Bahlburg *et al.* (2009).

Otros depósitos que también podrían correlacionarse con el CMQA corresponden a la Formación Lampa, los estratos Cerro del Medio y los Esquistos el Jardín. La primera corresponde a depósitos turbidíticos que afloran en el altiplano del sur de Perú, asignados al Devónico Inferior-Medio por su contenido fosilífero, aunque presenta circones de hasta 345 Ma. Estos últimos han sido explicados como el producto de pérdida de Pb en los circones, dada la gran diferencia que existe con las edades bioestratigráficas (Reimann *et al.*, 2010). Los segundos corresponden a metacuarcitas y filitas que afloran en la Cordillera de Domeyko a los 25°S, tentativamente asignadas como parte de los depósitos plataformales orientales del Devónico (Charrier *et al.*, 2007). Los terceros corresponden a esquistos micáceos que afloran en la cordillera de Domeyko a los 26°, cuyo protolito corresponde a rocas sedimentarias pelíticas. Estudios en circones detríticos acotan la edad de sedimentación al Carbonífero Superior (311 Ma; Arancibia, 2014)

Finalmente, las diferencias en la edad máxima de depositación de las cuatro muestras (433 ±5 Ma, Silúrico medio; 395 ±6 Ma, Devónico Inferior; 343 ±3 Ma, Mississippiano Medio; 326 ±4 Ma; Mississippiano Superior), podrían sugerir que la depositación habría ocurrido de forma continua desde el Silúrico Medio hasta el Mississippiano Superior (o posterior), y que las diferencias son producto de que cada una de las muestras representa distintos períodos de depositación en una misma cuenca.

6 DISCUSIONES

6.1 Fuentes de Incertidumbre

Las principales fuentes de incertidumbre asociadas a las edades U-Pb obtenidas corresponden a: (1) precisiones que oscilan entre 2-8%, que incluso pueden llegar al 15% en algunas mediciones (incluye errores sistemáticos y aleatorios del muestreo, medición y correcciones posteriores); (2) discordancias entre las distintas edades calculadas a partir de las razones isotópicas medidas; (3) diferencias al utilizar distintos métodos de visualización; (4) diferencias en las formas de interpretar los datos.

Con respecto al punto (1), la precisión alcanzada en un análisis depende de las correcciones aplicadas para disminuir las incertezas aleatorias y sistemáticas. Las incertezas aleatorias son aquellas que surgen de efectos aleatorios durante la medición. Un ejemplo es el fraccionamiento isotópico aleatorio de U y Pb en un espectrómetro de masas, el cual tiene que ser corregido mediante diversos métodos. Las incertezas aleatorias disminuyen al aumentar la cantidad de análisis. Las incertezas sistemáticas varían predeciblemente o se mantienen constantes sin importar la cantidad de análisis realizados. Ejemplos de estos son las incertezas de las constantes de decaimiento radiactivo del U, estimación de Pb inicial y correcciones con muestras estándar (Schoene, 2013).

Lo anterior muestra que al comparar los análisis de distintos estudios es de vital importancia tener en cuenta las metodologías utilizadas para corregir las incertezas aleatorias del instrumento y la propagación de los errores sistemáticos al calcular las edades a partir de las distintas razones isotópicas. Por ejemplo, una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ puede ser $123 \pm 4/5/6$, donde 4 es la incerteza aleatoria asociada al instrumento, 5 es la incerteza al corregir con una edad estándar, y 6 es la incerteza asociada al cálculo de la constante de decaimiento. Cuando se comparan edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ generadas en un mismo laboratorio con la misma edad estándar utilizada, uno debería utilizar 123 ± 4 . Cuando se compara con una edad que utiliza una edad estándar diferente, 123 ± 5 es más apropiado. Cuando se compara con la edad obtenida a través de otro método, por ejemplo Ar/Ar, sería más apropiado utilizar 123 ± 6 . Por lo tanto, una mayor rigurosidad permitiría disminuir la propagación de errores desde la obtención de la edad hasta la visualización y comparación de los datos mediante métodos estadísticos.

Con respecto al punto (2), existe un gran debate acerca de las razones metodológicas y geológicas por las cuales existe discordancia entre las edades calculadas. Entre estas se encuentran: mezcla entre dominios de distintas edades dentro de un circón, pérdida de Pb en el sistema, desequilibrio en los sistemas isotópicos durante la cristalización y errores en la corrección del Pb inicial. Estos fenómenos pueden actuar como incertezas aleatorias o sistemáticas en las distintas mediciones. Por ejemplo, un grupo de minerales con núcleos heredados antiguos que no son filtrados previo al análisis, generará un sesgo en cada análisis hacia edades más antiguas. La pérdida de Pb por su parte produce sesgos en la otra dirección, generando edades más jóvenes a las de cristalización. Las metodologías utilizadas para identificar y corregir estas incertezas son variadas, y dependen fuertemente de las preguntas que se quieran responder. En un estudio que pretende determinar aspectos generales de proveniencia, y realizar correlaciones estratigráficas, el objetivo sería producir una distribución de edades que refleje las edades reales de cristalización de los circones (y sus proporciones) en la muestra. Además, se

debe evitar generar sesgos al seleccionar arbitrariamente circones, aun cuando estos tengan mayor probabilidad de tener edades discordantes. Por ejemplo, si se descartan las edades que tengan una mayor discordancia, posiblemente se descarten más circones antiguos que jóvenes, sobreestimando las edades más jóvenes y subestimando las más antiguas. Para reducir ese efecto, comúnmente se utilizan edades en que las discordancias no superen el 10-30%, aun cuando en un circón que tiene 300 Ma puede significar diferencias de 30 a 90 Ma. Además, existen situaciones inevitables en las cuales se tienen que seleccionar arbitrariamente los circones generando sesgos en la distribución de las edades. Ejemplos de esto son: el tamaño mínimo del circón que depende de la resolución espacial del instrumento; circones con inclusiones que se deben evitar; y circones con zonaciones complejas que se deben evitar a menos que se analicen los distintos dominios por separado. Todos estos factores son tema de gran debate y deben ser tomados en cuenta en cada estudio a modo de mejorar el significado geológico de los datos (Gehrels, 2012; Schoene, 2013).

Los puntos (3) y (4) serán analizados en los capítulos 6.2 y 6.3, respectivamente.

6.2 PDP vs KDE

En la convención *Goldschmidt* en Praga el 2011, se llegó a un consenso respecto a que, a pesar de su nombre, el PDP no tiene una base teórica como estimador de densidad de probabilidad. El principal factor para estimar correctamente la densidad de probabilidad de una distribución, es la elección correcta del ancho de banda. Vermeesch (2012) argumenta que en los diagramas PDP, como se utiliza un ancho de banda que depende de la precisión analítica, existen escenarios donde la distribución real de edades difiere de las estimadas. Por esta razón, propone ejemplos donde los KDE actúan como un mejor estimador de probabilidad. En uno de los ejemplos, se analizan dos casos. En el primero (Figuras 23a-c), se observa que cuando la precisión es infinitamente buena, el KDE se ajusta muy bien a la distribución real, mientras que el PDP falla en estimar las proporciones reales. En el segundo (Figuras 23d-f), se observa que cuando las edades más antiguas poseen una peor precisión analítica, el KDE se ajusta de buena forma, mientras que el PDP sobresuaviza las curvas de cada fuente. Finalmente, concluye que el PDP produce resultados ruidosos cuando la precisión de los datos es alta, y genera curvas sobresuavizadas cuando la precisión es baja y/o el número de circones es alto.

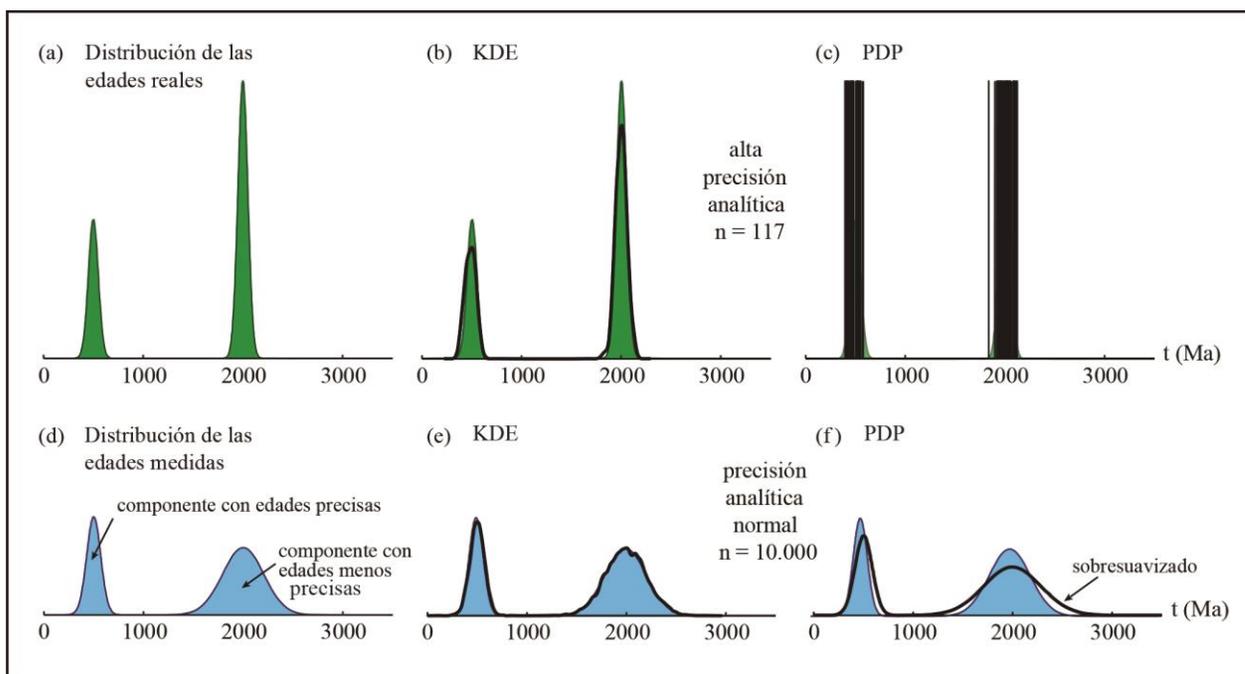


Figura 23: Ejemplo de dos casos en que el KDE funciona mejor que el PDP. a) Distribución real de edades del experimento 1, con dos poblaciones de circones de edades con precisión infinita. b) Estimación de la densidad de probabilidad con KDE del experimento 1. c) Estimación de la densidad de probabilidad con PDP del experimento 1. d) Experimento 2, donde las edades más antiguas tienen peor precisión que las más jóvenes. e) Estimación con KDE del experimento 2. f) Estimación con PDP del experimento 2. Modificado de Vermeesch (2012).

Por otro lado, la cercanía entre la estimación y la “distribución real” de las edades, depende fuertemente del número de circones que se analicen. Con la fórmula $P = (1 - f)^n$, se puede estimar que para estudios sencillos donde existe una sola fuente, se requieren $n=60$ circones para tener $P < 5\%$ de probabilidad de no encontrar edades de una fracción de 1 en 20 ($f=0.05$) (Sircombe, 2006). Con más de una fuente, se necesitan $n=117$ circones para tener esa misma probabilidad, sin contar sesgos por pérdidas de plomo y herencia de núcleos más antiguos (Vermeesch, 2004). Se demostró mediante simulaciones de Montecarlo que para $n > 300$, la probabilidad de perder una fracción menor, es cercana al 1% (Andersen, 2005). Por lo tanto, a mayor cantidad de fuentes, más circones se necesitan para acercarse a la “distribución real” de la muestra. Entonces, la representatividad de un diagrama PDP o KDE depende fuertemente de esta relación entre cantidad de fuentes y n . Esto se ve reflejado en un estudio realizado por Pullen *et al.* (2014), donde se comparan los diagramas KDE y PDP con $n=1000$, de cuatro muestras de la misma unidad (Figura 24). Además, se muestran 10 análisis de una de las muestras con solo 100 de los 1000 circones ($n=100$ escogidos aleatoriamente) y un análisis con $n=4000$, que corresponde a las cuatro muestras juntas (esta última es la que mejor se aproxima a la distribución real de circones). Para los diagramas con $n=1000$, PDP falla en representar de forma precisa las proporciones de cada grupo, mientras que KDE capta los grupos y las proporciones correctas en los cuatro ejemplos. Para $n=100$, se cumple lo predicho por Vermeesch (2012), que en los PDP se sobresuavizan las curvas para edades antiguas debido a una menor precisión analítica. También se observa que el KDE sobresuaviza las curvas de los grupos más jóvenes. Por lo tanto, para estudios con $n=100$ conviene utilizar ambos diagramas para aprovechar las ventajas de cada método.

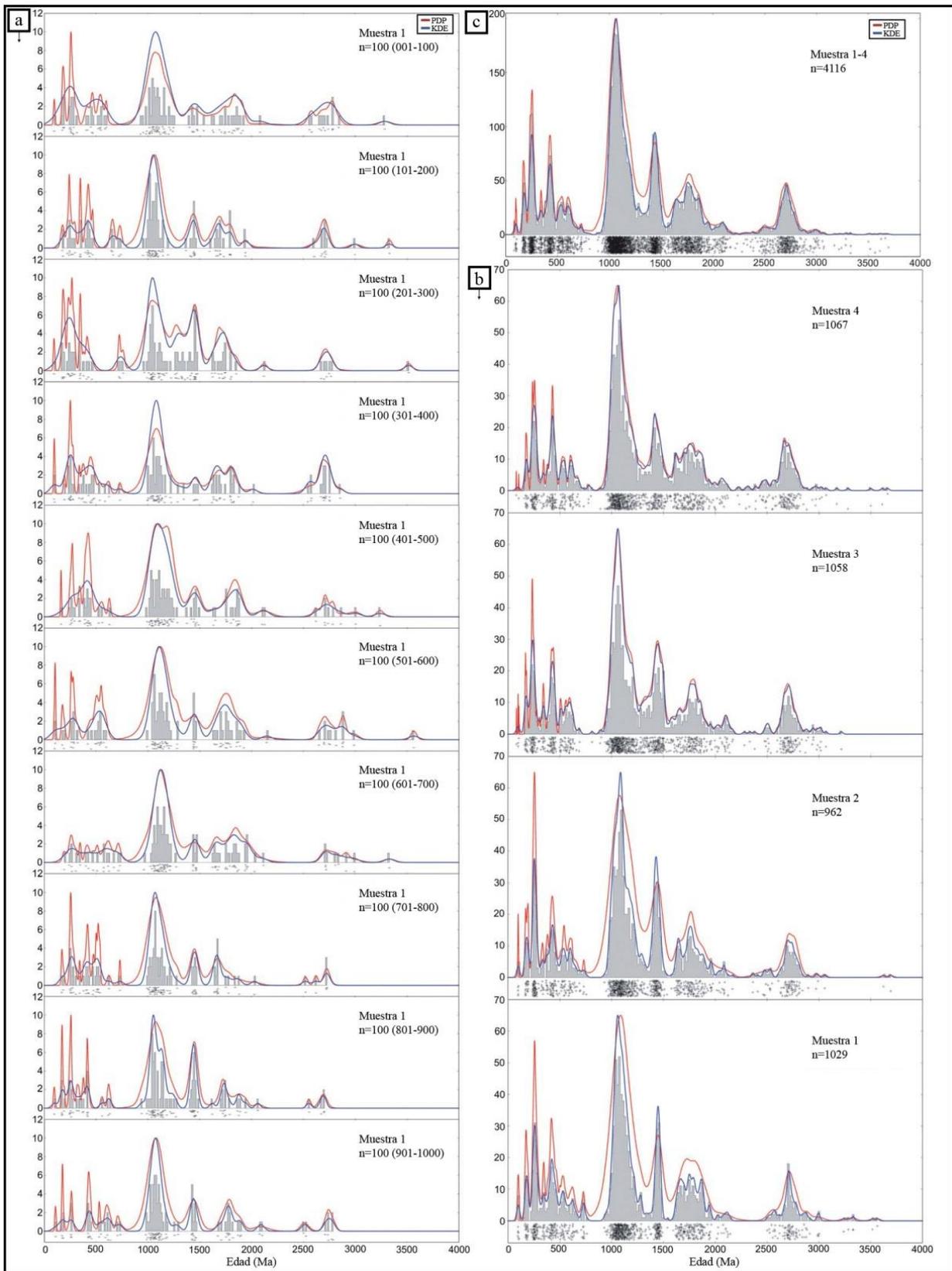


Figura 24: PDP, KDE e histogramas para a) 10 muestras con $n=100$ sacadas de la Muestra 1. b) Muestras 1, 2, 3 y 4 con $n=1000$. c) Suma de las muestras 1 a 4, $n=4000$. Modificado de Pullen *et al.* (2014).

Para testear ambos métodos en el CMQA, se comparan los PDP y KDE de las muestras EM-0301, EM-0308 y GV-0718 y adicionalmente se suman para generar una diagrama con $n=298$, que representaría de mejor forma la distribución real de edades (Figura 25). En ese caso, se observa que el KDE representa mejor las proporciones de los máximos más antiguos, mientras que el PDP se ajusta mejor para edades más jóvenes. Además, el KDE sobresuaviza las zonas con menor cantidad de circones, mientras que el PDP identifica poblaciones menores que son relevantes.

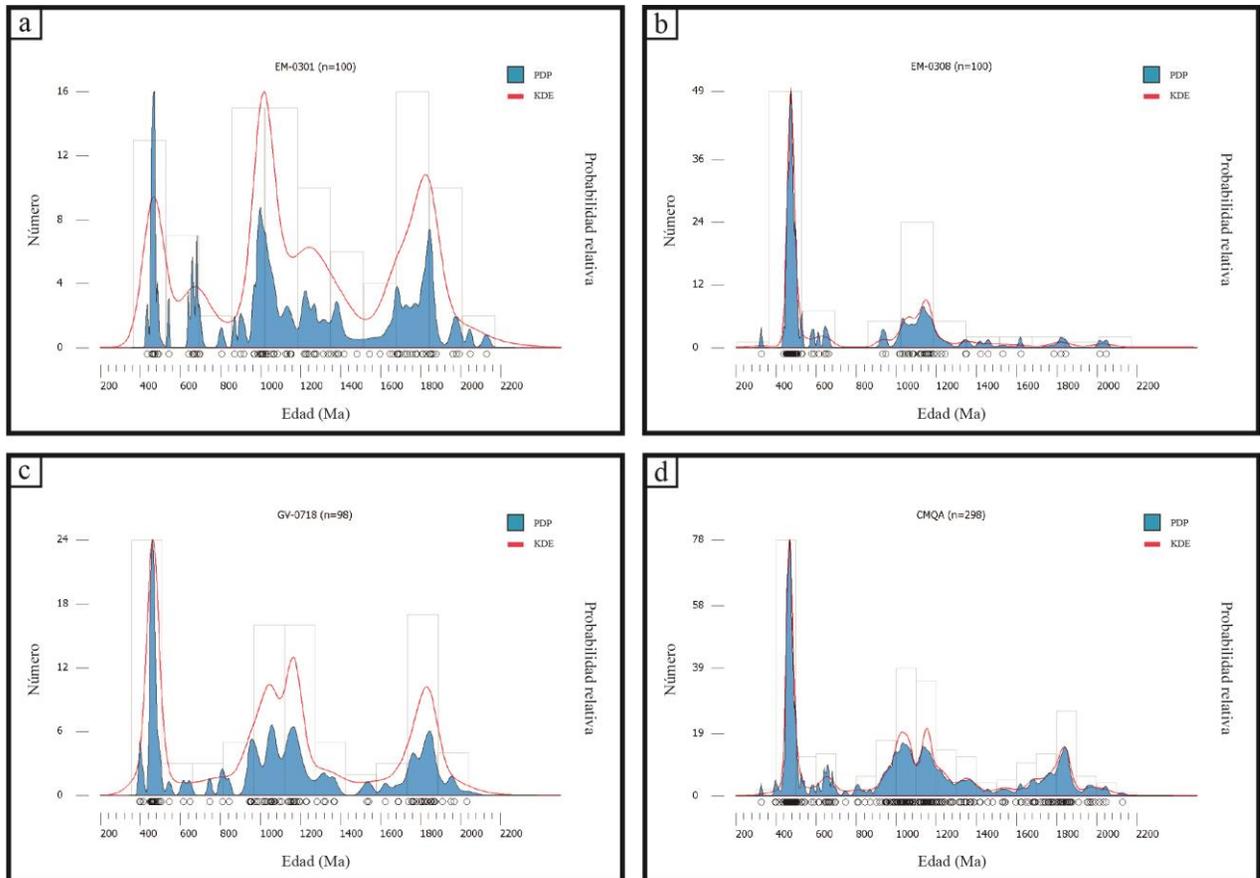


Figura 25: Comparación entre PDP y KDE para a) EM-0301. b) EM-0308. c) GV-0718. d) Las 3 muestras sumadas.

En resumen, el uso de PDP para análisis de 100 circones, se limita simplemente a identificar las poblaciones más relevantes de circones, dejando de lado las poblaciones menores y las proporciones reales de cada población. Esto es especialmente importante, dado que los métodos de comparación estadística existentes actualmente son sensibles a las proporciones entre los distintos grupos. Un ejemplo de esto es el método *K-S statistics*, que calcula la probabilidad de que dos curvas de distribución de edades no pertenecen a una misma población original. El criterio fundamental es el valor P, que es la probabilidad de que dos muestras no son estadísticamente diferentes. Por ejemplo, un valor de $P > 0.05$ implica $>95\%$ de confianza de que las dos muestras no son estadísticamente diferentes. Gehrels (2012) menciona que este tipo de análisis ha demostrado ser un método efectivo para comparar datos de varias muestras, aunque es muy sensible a las proporciones de las edades presentes. A modo de ilustración, muestra la comparación entre dos curvas con exactamente las mismas edades, pero con una diferencia de un

20% en las proporciones de las dos edades (40 edades de 100 Ma y 60 edades de 200 Ma versus 60 edades de 100 Ma y 40 edades de 200 Ma). El valor de P para este set de datos es $<0.05\%$, lo que indicaría que ambas muestras no fueron sacadas de la misma población (con un 95% de confianza). Si esta comparación se realizara para un estudio de proveniencia, la conclusión sería que ambas muestras no fueron alimentadas de la misma fuente. Sin embargo, a pesar de ser estadísticamente correcto, esta aseveración es cuestionable, dado que ambas muestras presentan los mismos grupos de edades en casi las mismas proporciones. Finalmente destaca que es crítico desarrollar mejores métodos estadísticos para comparar de forma adecuada los datos de circones detríticos entre distintas muestras.

6.3 Interpretación de las curvas de distribución

El registro geológico es episódico con una distribución heterogénea, en el tiempo y el espacio, de unidades de roca y eventos; las edades de cristalización ígnea, metamorfismo, márgenes continentales y mineralización se distribuyen en una serie de máximos y mínimos (Hawkesworth *et al.*, 2013). Actualmente existe un gran debate sobre el significado de la naturaleza puntuada del registro geológico. En particular, la compilación de edades de cristalización de los circones medidas a través del método U-Pb en circones, muestra una serie de máximos y mínimos relacionados a la formación de supercontinentes. Algunos estudios han propuesto que los patrones episódicos de las edades de cristalización reflejan adición de material juvenil a la corteza continental a través de la actividad de plumas mantélicas (Stein y Hoffman, 1994). Otros estudios han propuesto modelos donde la tectónica de placas actúa de forma intermitente, con períodos de intensa actividad magmática separados por largos períodos donde la subducción no actúa (Condie *et al.*, 2009). También se ha propuesto que los máximos observados en las edades de cristalización podrían estar ligados al aumento en los volúmenes de magma generado en zonas de subducción durante la fragmentación de los supercontinentes (Stern y Scholl, 2010).

Una visión alternativa propuesta por Hawkesworth *et al.* (2013), es que los máximos y mínimos observados no representan una característica primaria, y que no deberían ser tomados como evidencia de que la historia de la corteza continental está marcada por pulsos de actividad magmática en ningún contexto. En cambio, los máximos y mínimos en las edades de cristalización reflejan un sesgo del registro geológico en la corteza continental, ligado al desarrollo de supercontinentes (Hawkesworth *et al.*, 2009; Condie *et al.*, 2011; Cawood *et al.*, 2013). Existe una creciente evidencia de que las rocas magmáticas generadas en distintos ambientes tectónicos tienen distintas probabilidades de ser preservadas por largos periodos de tiempo en el registro geológico. Hawkesworth *et al.* (2009) propone un modelo donde el registro de roca de las edades de cristalización observadas es la integración de los volúmenes de magma generados durante las tres fases del ciclo supercontinental (subducción, colisión y separación), y su potencial de preservación dentro de cada una de estas fases (Figura 26). Los volúmenes de magma generado son altos en zonas de subducción, pero bajos en zonas de colisión y separación continental, mientras que el potencial de preservación es bajo en zonas de subducción y separación continental, y alto en zonas de colisión continental. En esta interpretación, los máximos en las edades de cristalización que son preservadas, reflejan la integración de los volúmenes de magma generados durante la evolución de los supercontinentes y su respectivo potencial de preservación. Además, presenta evidencias independientes de la variación en la signatura isotópica del O en los circones detríticos (que mide el grado de retrabajo de la corteza)

que reflejan que los máximos en las edades de cristalización se asocian con periodos de engrosamiento cortical, colisión continental y desarrollo de supercontinentes. Por otra parte, los magmas generados en zonas de subducción cristalizan menos zircones por volumen de magma que aquellos generados en zonas de colisión continental (Dickinson, 2008). Sin embargo, dada las diferencias en los volúmenes de magma generado, el número de circones generados en una fase del ciclo continental dominada por subducción es varios ordenes de magnitud mayor a los generados en la fase colisional (Figura 26). De esto se deduce que las edades de cristalización asociadas a la fase colisional del ciclo supercontinental no son una señal primaria, y en cambio, puede ser interpretada en términos de los sesgos que reflejan los diferentes potenciales de preservación de los magmas generados en distintos ambientes tectónicos (Hawkesworth *et al.*, 2009). La implicancia de esto es que los máximos en las edades de cristalización no pueden ser considerados simplemente como un reflejo de la variación en las tasas de producción de magmas (Hawkesworth *et al.*, 2013).

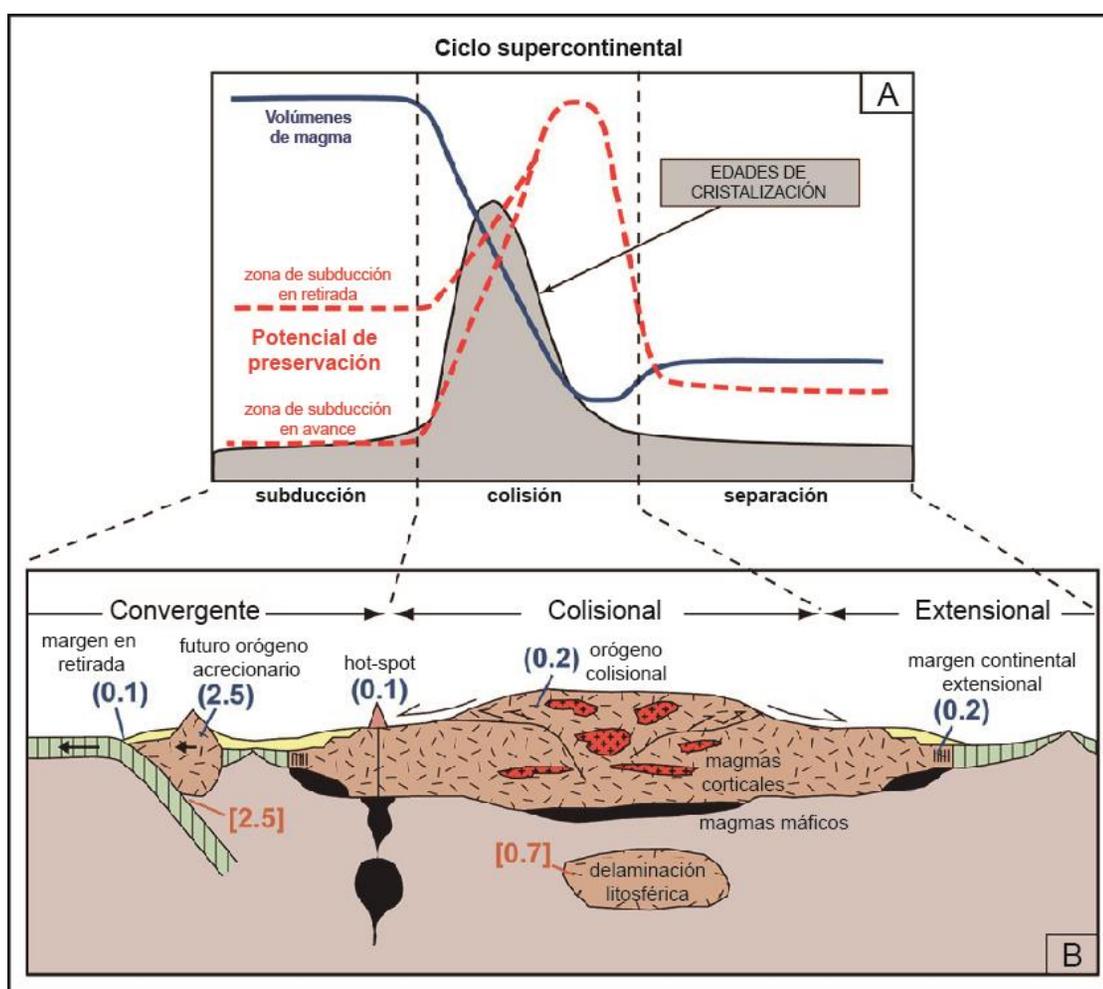


Figura 26: A) Ilustración esquemática de los volúmenes de magma generados (líneas azules), y su respectivo potencial de preservación (líneas rojas) durante etapas de convergencia, amalgamamiento y separación de supercontinentes. Las edades de cristalización representan las observadas en el registro geológico (Hawkesworth *et al.*, 2009). B) Sección esquemática de las etapas del ciclo supercontinental mostrando cantidades estimadas ($\text{km}^3 \text{a}^{-1}$) de adición continental (en azul), y de pérdida de material (en naranja). Modificado de Hawkesworth *et al.* (2013).

Adicionalmente, se ha propuesto que los circones detríticos ofrecen un registro más representativo de las rocas exhumadas presentes al momento de la erosión y depositación de los sedimentos, que los afloramientos originales de esas rocas que afloran en el presente. Sin embargo, la mayoría de los circones cristaliza desde magmas relativamente diferenciados, típicamente con >65% de SiO₂, y por lo tanto, el registro preservado es principalmente de rocas diferenciadas presentes en la corteza continental, así como también del reciclaje de material más antiguo. Esto produce un sesgo que subestima la influencia del magmatismo con menor contenido de SiO₂.

En el norte de Chile y sur de Perú, el magmatismo generado durante el Ciclo Gondwánico (350-190 Ma), ha sido interpretado como una serie de pulsos magmáticos separados, con pequeñas diferencias a lo largo del margen. Tomando en cuenta lo mencionado anteriormente, una visión alternativa sería que el magmatismo se produjo de forma continua y que los máximos en las edades de cristalización representan un sesgo generado por procesos que aumentaron el potencial de preservación de esas rocas. Por ejemplo, un evento de deformación que produce alzamiento y exhumación de roca de una cierta edad, aumentaría el potencial de preservación de esa roca en el registro sedimentario. Es interesante notar que los máximos en las edades de cristalización que se observan en el norte de Chile y sur de Perú, coinciden con la edad de un evento de deformación que habría ocurrido en el margen durante el Carbonífero Superior (El Toco).

Por otro lado, la ausencia de rocas magmáticas durante el período 412-350 Ma ha sido interpretado como un periodo de margen pasivo con ausencia de subducción. Sin embargo, estudios en circones detríticos en cuencas sedimentarias del Devónico-Carbonífero muestran la ocurrencia de circones de edades entre 412-356 Ma (Complejo Metamórfico de Choapa, Willner *et al.*, 2008; Formaciones Lampa y Cabanillas, Reimann *et al.*, 2010; Formación Las Tórtolas, Bahlburg *et al.*, 2009; Esquistos El Jardín, Arancibia, 2014; CMQA, este trabajo). Esto podría significar que durante ese período existió magmatismo, pero con un potencial de preservación menor, lo que impide que existan afloramientos en la actualidad. Esto también coincide con la ausencia de eventos de deformación importantes durante ese período. Cabe destacar que una menor cantidad de circones de edad devónica podría significar también una disminución en las tasas de producción de magma durante ese período.

Finalmente, es importante mencionar que aún falta aumentar la cantidad de circones analizados en los distintos afloramientos para asegurar la representatividad de los distintos grupos de edades, y establecer la continuidad o ausencia de la subducción durante la evolución de los distintos segmentos del orógeno Terra Australis.

6.4 Problemas con la estimación de la edad máxima de depositación

La edad máxima de depositación se calculó en base a las edades de los circones más jóvenes encontradas, independiente del origen del circón. En la muestra GV-0304, los circones más jóvenes tienen edades de 343±6 Ma y 347±6 Ma con discordancias de 15% y 18%, respectivamente, lo que podría significar diferencias de hasta 50 Ma (Anexo A). En las otras tres muestras, los circones más jóvenes tienen 291±17 y 395±12 (GV-0718), 326±9 y 438±7 (EM-0308), 433±9 y 455±6 (EM-0301). Si utilizamos la razón Th/U para estimar si su origen es ígneo o metamórfico (razones >0.5 ígneo, <0.07 metamórfico, Hoskin y Schaltegger, 2003), los cuatro

circones más antiguos (de los más jóvenes) caen en el rango ígneo y los otros dos en el rango de incertidumbre. Anteriormente se descartó la edad de 291 ± 17 Ma por ser anómala, posiblemente por sufrir pérdida de Pb (posee una concentración de U de 3000 ppm, mientras que ninguna otra medición supera las 1000 ppm). Por lo tanto, la única edad bajo 395 Ma, es el circón que tiene 326 ± 9 Ma y su concentración Th/U es muy cercana al límite metamórfico (Anexo A). Sin embargo, el bajo grado metamórfico del CMQA hace poco probable que el circón sea un recrecimiento metamórfico. Otra posibilidad es que el circón haya sufrido pérdida de Pb, lo que podría explicar por qué existe sólo un circón de 326 Ma entre circones más antiguos que 438 Ma (muestra EM-0308). En ese caso, la edad máxima de depositación del CMQA cambiaría al Devónico Inferior.

Finalmente se propone que la cantidad de circones analizados no es suficiente para encontrar una gran cantidad de circones de edad devónica y carbonífera, posiblemente porque los afloramientos de esa edad aún no eran extensamente exhumados.

6.5 Ambiente de depositación y aporte de los sedimentos

Las características observables en este complejo indican un protolito asociado con depósitos turbidíticos con predominio general de niveles pelíticos sobre los arenosos, aun cuando se presentan variaciones en esta proporción. A diferencia de la Fm. El Toco, el CMQA no presenta niveles de conglomerados, por lo que podría inferirse un ambiente marino más distal que este último.

En el análisis de edades U/Pb en circones detríticos, se observó aportes de seis familias principales. La principal fuente de sedimentos sería la erosión del arco Famatiniano, seguido por la erosión de los orógenos Sunsás y Transamazónico. Aportes menores provendrían de la erosión de los orógenos Pampeano, Rondonia-San Ignacio y Río Negro-Juruena. Otra posibilidad es que no haya existido una conexión directa con los orógenos más antiguos. En tal caso, la erosión de rocas sedimentarias que contengan estos circones sería la principal fuente de los sedimentos. Esto es muy posible, dado que el arco Famatiniano pudo haber actuado como una barrera paleogeográfica hacia el continente. Además, la alta madurez textural y geoquímica de estos depósitos sugiere varios periodos de erosión-depositación (Bahlburg y Breitreuz, 1993; Bahlburg *et al.*, 2009). Posibles fuentes serían rocas sedimentarias ordovícicas formadas en cuencas orogénicas durante el desarrollo del arco Famatiniano, exhumadas durante la fase Oclóyica.

6.6 Consideraciones tectónicas

Como se vio anteriormente, la evolución del margen oeste de Gondwana desde el Neoproterozoico Superior, se ha caracterizado por el desarrollo de sucesivos períodos de magmatismo, metamorfismo y deformación que han sido interpretados como un gran orógeno acrecionario denominado Terra Australis, y que habría durado hasta la formación final de Pangea en el Triásico (Cawood, 2005). Si bien aún es tema de debate, la evolución del margen Chileno presenta marcadas diferencias lo largo del rumbo.

A modo de resumen de lo mencionado anteriormente, al sur de los $\sim 26^{\circ}\text{S}$ - 28°S , la evolución durante el Paleozoico Inferior se habría caracterizado por la colisión de los terrenos

Cuyania (Precordillera) y Chilenia, durante el Ordovícico y Devónico respectivamente. La primera colisión habría producido el término del magmatismo correspondiente al arco Famatiniano a los ~465 Ma, extendiendo el margen de Gondwana hacia el oeste. Esto fue acompañado de metamorfismo, deformación y exhumación que afectaron a los depósitos de las distintas cuencas orogénicas que eran principalmente marinas. La segunda colisión, también ligada a procesos de metamorfismo, deformación y exhumación, extendió nuevamente el margen de Gondwana hacia el oeste, posiblemente durante el Devónico Inferior. El magmatismo de este evento es restringido a unos pocos granitoides postcolisionales del Devónico Inferior.

Al norte de los ~26°S-28°S, y hasta el sur de Perú, la evolución del margen durante el Paleozoico Inferior no presenta las características colisionales que presenta el segmento más al sur. El arco Famatiniano se estableció en el margen de Gondwana, que corresponde a su vez al borde oeste del supuesto terreno Arequipa-Antofalla que ya habría estado acrecionado al margen en ese tiempo. El arco Famatiniano evolucionó de forma similar al segmento más al sur, con el desarrollo de un sistema arco-trasarco, relacionado a cuencas principalmente marinas. Sin embargo, el magmatismo no terminó a los ~465 Ma, posiblemente porque la colisión del terreno Cuyania no afectó a esta zona directamente, ya que este terreno se extendería hasta los 26°S-28°S (Ramos, 2010). Además, la apertura del trasarco en este segmento presenta variaciones a lo largo del rumbo, que han sido descritas como producto de una rotación del terreno Antofalla en sentido horario con respecto al margen. Esto hace que el comportamiento heterogéneo de la deformación asociada al cierre de esta cuenca sea aún un tema controversial. Sin embargo, los eventos de metamorfismo y deformación asociados al cierre de esta cuenca, que han sido descritas como parte de la fase Oclóyica, produjeron la exhumación de las rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias que se formaron durante el desarrollo del arco Famatiniano. Estas rocas serían una fuente importante de sedimentos para las cuencas que se desarrollaron posteriormente.

En el norte de Chile entre los 18°S y los 21°S, no existen afloramientos de rocas ígneas ordovícicas que permitan establecer la extensión del arco Famatiniano en este segmento. La gran cantidad de circones de edad ordovícica presentes en el CMQA sugiere que el arco Famatiniano se extendió a lo largo de este segmento, o por lo menos cercano a los 19°S. No obstante, la posición relativa del arco con respecto al CMQA no es posible determinarla, aunque se sugiere que el arco se ubicaría hacia el E. Además, a diferencia de la parte más al sur donde existió un crecimiento del continente producto de la adhesión de fragmentos continentales, el margen probablemente no sufrió grandes cambios durante el Ordovícico Superior-Devónico Superior, ya que no existen evidencias de colisiones similares. Esto implicaría que este segmento continuó su evolución como un orógeno acrecionario, aunque las condiciones de la subducción aún no son bien entendidas en el periodo previo al desarrollo del arco Gondwánico. Esto último podría explicar la relativa cercanía entre el magmatismo de los ciclos Famatiniano y Gondwánico, a diferencia de lo que ocurre más al sur (Figura 6).

Si se supone que el terreno Chilenia se extiende hasta los ~28°, y que al norte de esa latitud no existieron colisiones posteriores al arco Famatiniano, el margen del W de Gondwana entre los 14°-33° en la etapa posterior a la colisión de Chilenia correspondería a un margen pasivo (borde de Chilenia) en transición con un margen acrecionario hacia el norte. Una situación similar se observa actualmente en Barbados (Figura 27), donde la transición entre una zona de subducción y un margen pasivo favorece la formación de un gran prisma de acreción. Este prisma se ha formado por lo menos desde el Eoceno medio (hace 40 Ma) producto de la subducción de la placa Antlántica bajo la Placa Caribeña, y tiene una extensión de más de 300 km hacia el océano (Donovan, 2005).

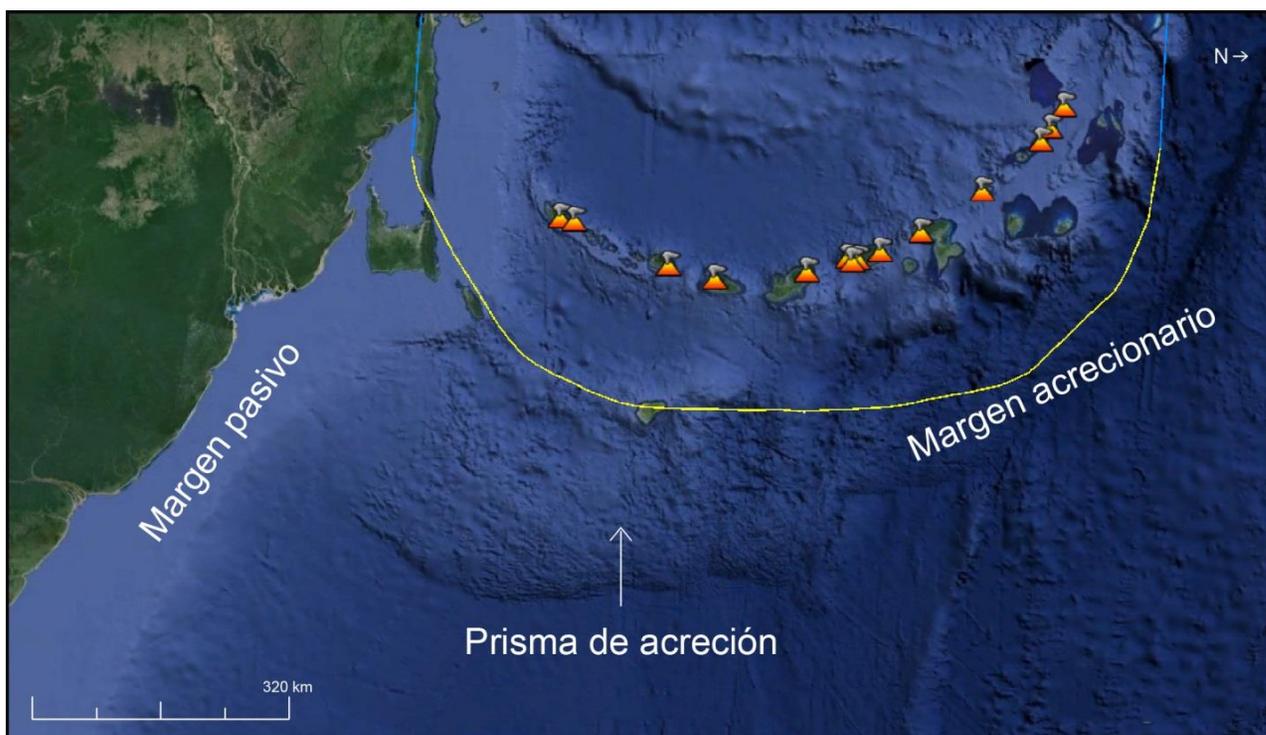


Figura 27: Prisma de acreción de Barbados, producto de la placa Atlántica bajo la Placa Caribeña. A la izquierda se observa el margen pasivo del NE del continente Sudamericano. Las líneas amarillas y azules representan márgenes convergentes y transformantes, respectivamente.

6.7 Modelo Propuesto

Como se vio anteriormente, los depósitos marinos de origen turbidítico de la franja occidental, han sido interpretados como parte de un complejo de subducción, mientras que los depósitos plataformales de la franja oriental, han sido interpretados como depósitos de una plataforma estable. Sin embargo, a lo largo de la Precordillera, afloran una serie de depósitos que presentan características similares a los de la franja occidental. Entre estos se encuentra el CMQA, que posee un origen turbidítico, un bajo grado metamórfico y una intensa deformación. Características similares se observan en los Esquistos El Jardín, Estratos Cerro el Medio, Formación Las Placetas y Formación Hurtado. La edad del circón más joven encontrado en el CMQA es de 326 Ma y coincide aproximadamente con las edades encontradas en la Formación Las Tórtolas (300 Ma; Bahlburg *et al.*, 2009) y en los Esquistos El Jardín (311 Ma; Arancibia, 2014). Además, el circón más joven de la muestra EM-0301 del CMQA tiene 433 Ma, lo que coincide con las encontradas en la Formación El Toco (420 Ma y 432 Ma; Bahlburg *et al.*, 2009), y en los Estratos de Pampa Quenante (436 Ma) y Estratos de Cerro Limón Verde (434 Ma) (Morandé, 2014). Estos dos últimos presentan un grado metamórfico mayor, generado por la intrusión de granitoides del Carbonífero Superior-Pérmico (Morandé, 2014). En todas las unidades anteriormente mencionadas que han sido estudiadas mediante circones detríticos, el aporte de los circones proviene principalmente de la erosión del arco Famatiniano ubicado más al este, con aportes variables de los orógenos Pampeano y Sunsás. Por último, la intrusión de granitoides del Carbonífero Superior-Pérmico en las unidades ya deformadas de las formaciones El Toco, Las Tórtolas (y *Mélange* de Chañaral) y Hurtado, y en los Estratos de Pampa Quenante,

Estratos de Cerro Limón Verde, y Esquistos el Jardín indican que la deformación ya habría ocurrido en ese tiempo.

Por lo mencionado anteriormente, y asumiendo la configuración de un margen pasivo en transición a uno acrecionario, se propone que todas estas unidades corresponden a distintas partes de un mismo prisma de acreción desarrollado posterior a la exhumación de las rocas del arco Famatiniano a finales del Ordovícico (Figura 28). En ese sentido, el prisma podría haber comenzado a formarse desde el Silúrico (o poco después) en el norte de Chile (Estratos de Pampa Quenante, Estratos de Cerro Limón Verde, Formación El Toco, EM-0301 en CMQA), y luego, la colisión del terreno Chilenia más al sur durante el Devónico Inferior habría favorecido la formación de un gran prisma de acreción que habría continuado su crecimiento hasta por lo menos el Carbonífero Superior. Es importante notar que la distancia entre los depósitos que afloran en la costa y los que afloran en la Precordillera y Cordillera de Domeyko, no supera los 150 km, es decir, la mitad de la extensión del prisma de acreción en Barbados, por lo que no es improbable que pertenezcan a un mismo sistema.

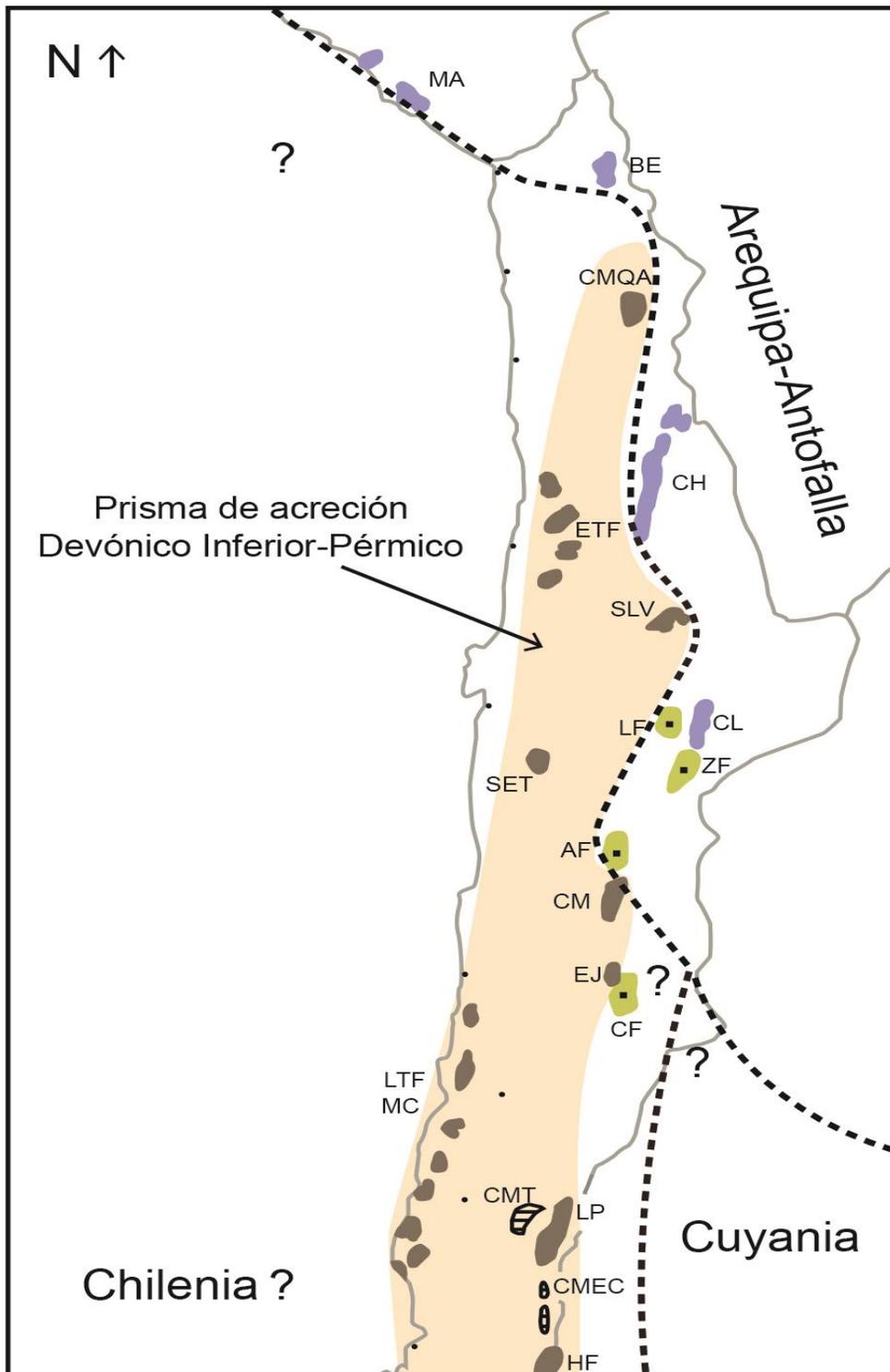


Figura 28: Esquema de la paleogeografía del margen durante el Devónico-Carbonífero, que correspondería al desarrollo de un gran prisma de acreción. En café se muestran los depósitos de origen turbidítico, en amarillo los depósitos de plataforma, y en rosado la extensión que tendría el margen acrecionario. Los bordes de los fragmentos continentales en base a Ramos (2008), Willner *et al.* (2011). Más explicación en el texto.

Los sistemas acrecionarios, donde se desarrollan prismas de acreción, son sistemas cíclicos, en donde el material acrecionado, sea frontal o basalmente, es afectado por procesos de *underthrusting*, subducción, acreción basal, exhumación, erosión, transferencia a la fosa y nuevamente *underthrusting* (Glodny *et al.*, 2005). Modelos análogos (Kukowski *et al.*, 2001) muestran que el desarrollo inicial de un prisma de acreción es mediante acreción frontal en las partes someras y generación de subsecuentes dúplex basales que luego se acrecionan basalmente (Figura 29). El apilamiento de estos dúplex en la base (*antiformal stack*) genera foliaciones y zonas miloníticas de disposición horizontal (Glodny *et al.*, 2005), lo que permitiría explicar el desarrollo de S_1 y estructuras de cizalle simple en el CMQA. Procesos de acreción frontal posteriores, que se relacionan con la generación de fallas y pliegues, podrían explicar el desarrollo de S_2 en algunas zonas del complejo, así como también la formación de crenulaciones y pliegues de las capas. Ambos procesos además, permiten la liberación de fluidos necesarios para generar la gran cantidad de vetas de cuarzo que se observan a lo largo del CMQA. Cabe destacar que el modelo análogo es un escenario simplificado donde existe un plano de debilidad en la base y el material acrecionado se compone de estratos, lo que puede no ser cierto en depósitos turbidíticos, donde las disposiciones son esencialmente caóticas. Adicionalmente, la acreción de material viene acompañada de procesos de disrupción y mezcla de estratos, que dependen del grado de consolidación de los sedimentos, y que varían dependiendo de la profundidad del sistema (Festa *et al.*, 2012). En niveles corticales someros (que es el caso del CMQA, ya que no se observan rocas de alto grado metamórfico), estos procesos son controlados por la gravedad y la actividad tectónica, y en el caso del CMQA son evidenciados por la presencia de *broken formations*.

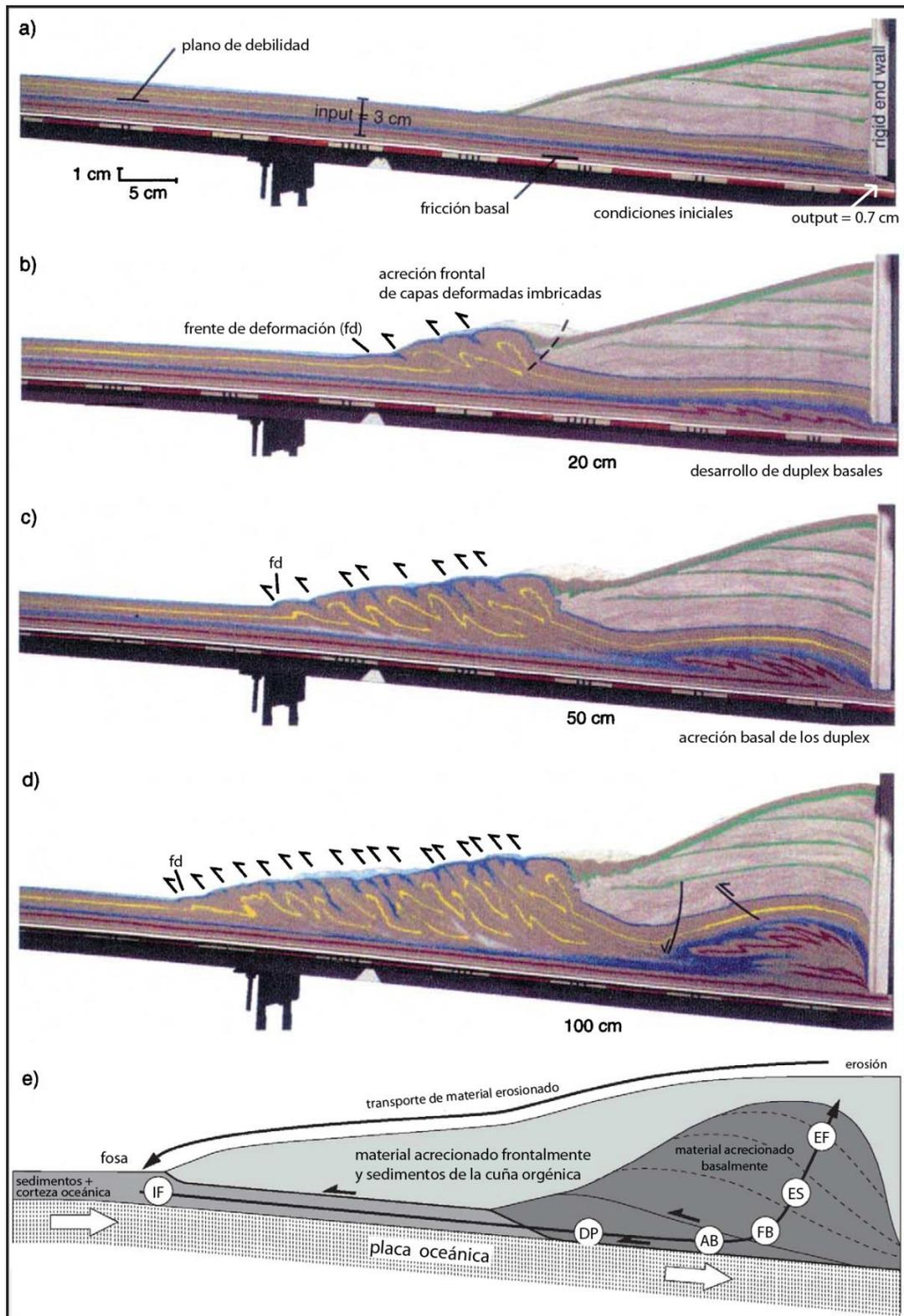


Figura 29: Modelo análogo del inicio de la subducción (Kukowski *et al.*, 2001). a) Condiciones iniciales, con subsiguientes desplazamientos de b) 20cm, c) 50cm, d) 100cm (escala en la imagen). e) Esquema mostrando los distintos procesos: IF: input desde la fosa; DP: deformación progradada; AB: acreción basal; FB: fallas basales; ES: extensión semi-dúctil; EF: extensión frágil (modificado de Glodny *et al.* (2005)).

Como se mencionó en el capítulo 6.3, el margen pasivo propuesto para el norte de Chile y sur de Perú durante el Devónico, producto de la ausencia de rocas magmáticas de esa edad, podría explicarse alternativamente como el producto de un menor potencial de preservación de las rocas formadas en ese tiempo, lo que explicaría la ocurrencia de circones devónicos en el registro sedimentario. No se descarta la posibilidad de que haya existido una disminución en el magmatismo producto de cambios en las condiciones geodinámicas del margen, causados por la colisión de los terrenos Cuyania y Chilenia. Adicionalmente, la ocurrencia de intercalaciones piroclásticas en la formación Chinchas, granos de cuarzo volcánico en la Formación Zorritas y granos volcánicos en la Formación Argomedo, junto con lavas toleíticas en la Formación Las Tórtolas, contrasta con la evolución de un margen pasivo durante el Devónico (Charrier *et al.*, 2007).

El inicio del magmatismo de arco correspondiente al arco Gondwánico en el norte de Chile, es evidenciado por intrusivos calcoalcalinos tipo I de 328 Ma (Maksaev *et al.*, 2014), y está ligado posiblemente a un aumento en la velocidad de la convergencia (Charrier *et al.*, 2007).

Las intrusiones de granitoides de entre 323-285 Ma en las unidades que corresponderían a este gran prisma de acreción, son muy cercanas a las edades principalmente del Carbonífero Superior de los circones más jóvenes encontrados en algunas de las muestras (326 Ma, CMQA; 300 Ma, Formación Las Tórtolas; 311 Ma, Esquistos el Jardín), lo que sugiere que un evento importante de deformación habría ocurrido en el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, y que la sedimentación, deformación y exhumación de los depósitos ocurrieron en un periodo corto de tiempo, o por lo menos en las unidades más jóvenes. Este evento coincide con el evento de deformación El Toco definido por Bahlburg y Breitzkreuz (1991), que habría producido la somerización de la cuenca, acompañado de sedimentación *syn*-tectónica (evidenciada por olistotromas, *slumpings* y deformación plástica). Bahlburg y Hervé (1997) sugiere que el evento de deformación el Toco habría ocurrido antes de los 292 Ma, y que la deformación fue sincrónica a la depositación en las formaciones Las Tórtolas y Sierra El Tigre, similar a lo que habría ocurrido en el CMQA. Adicionalmente, se propone que los máximos en torno a los 300 Ma observados en la distribución de edades del magmatismo del arco Gondwánico (Maksaev *et al.*, 2014), podrían ser una evidencia indirecta de un evento de deformación en ese periodo, aumentando el potencial de preservación de las rocas de esa edad, a través del alzamiento y exhumación de las mismas.

Las rocas de la parte oriental de la cuenca del Devónico Superior-Carbonífero Superior (ambiente de plataforma), no fueron afectadas por el evento El Toco (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991). Esto podría ser explicado por el hecho de que las secuencias plataformales sobreyacen en discordancia por erosión a rocas intrusivas ordovícicas, lo que implicaría que el *backstop* del prisma de acreción correspondería a basamento Ordovícico, que impediría que la deformación se propague hacia la plataforma (Figura 30).

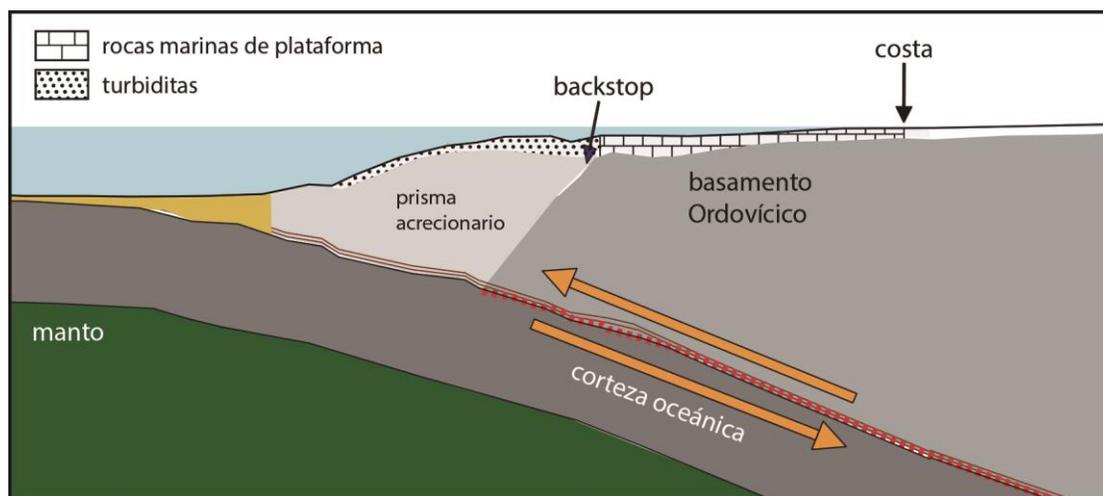


Figura 30: Esquema explicando el alcance de la deformación del evento El Toco. Modificado de Contreras *et al.* (2010).

El alto grado metamórfico de las rocas de la península de Mejillones y del Complejo Metamórfico Limón Verde más al este, han sido un obstáculo para considerarlas como parte integral del prisma acrecionario desarrollado durante el Carbonífero. Las rocas de Limón Verde, han sido consideradas como parte de un cinturón móvil (Lucassen *et al.*, 2000) y como parte de un complejo acrecionario (Bahlburg y Hervé, 1997), mientras que las rocas metamórficas de Mejillones representarían un terreno tectonoestratigráfico (Ramos, 2008). Tomlinson *et al.* (2012) argumenta, en base a una analogía con la orogenia Laramide, que las rocas metamórficas de Limón Verde son típicas de un complejo acrecionario, y que registran un período de flat slab en el Pérmico medio, durante la fase San Rafael de la orogenia Gondwánica. En cuanto a las rocas metamórficas de Mejillones, Casquet *et al.* (2014) demuestra que estas no representan rocas de basamento antiguo como propone Lucassen *et al.* (2000), sino que representan un complejo acrecionario desarrollado durante el Triásico, y que sus diferencias con las rocas de Limón Verde serían producto de movimientos transcurrentes posteriores a lo largo del sistema de fallas de Atacama. Las características observadas para ambos complejos podrían sugerir que la acreción de material en el margen habría continuado hasta el Triásico, y que las diferencias en el grado metamórfico con las otras unidades descritas estarían relacionadas principalmente con variaciones en las condiciones de la subducción y las condiciones termales de la corteza continental (influenciada por el magmatismo que intruye los depósitos acrecionados al margen)

Si se incluye dentro de este gran prisma de acreción al Complejo Metamórfico El Tránsito, y a las formaciones Las Placetas y Hurtado, esto implicaría que la extensión de Chilenia hacia el norte sería hasta no más de los $\sim 30^\circ$. Otra posibilidad es que entre los 28°S - 30°S ocurra una situación más compleja relacionada a la transición entre Chilenia y el prisma de acreción.

Al norte de los $19^\circ 30'$, no existen evidencias de procesos acrecionarios similares a los que ocurren en el norte de Chile. Las únicas unidades de edad Devónico-Carbonífero que han sido descritas en la costa de Perú y Altiplano, corresponden a las Formaciones Cabanillas y Lampa, y se ubican en una posición de trasarco con respecto a las rocas del arco Famatiniano que afloran en la costa de Perú (Macizo de Arequipa). Por lo tanto, es probable que el margen haya sido afectado por procesos de erosión tectónica que evitaron el crecimiento del continente, razón por

la cual el arco magmático Gondwánico se estableció en una posición relativamente cercana al arco Famatiniano, o incluso más al este.

Dado que el CMQA subyace en discordancia por erosión a la Fm. Longacho, la exhumación hasta condiciones subaéreas habría ocurrido antes del Sinemuriano. Esto podría haber ocurrido a causa del evento tectónico ocurrido durante el Pérmico medio, registrado en el Complejo Metamórfico Limón Verde y Complejo Metaplutónico Cerros de Chuquicamata a los 22°S.(fase San Rafael; Tomlinson *et al.*, 2012). Posterior a esto, podría haber sido afectado por distintos eventos de deformación que han ocurrido en la zona hasta el presente: deformación extensional en la cuenca de trasarco jurásica de Tarapacá (Mpodozis y Ramos, 2008); deformación compresiva mesozoica durante la Fase Peruana en el Cretácico Inferior tardío inferior y orogenia K-T en el Cretácico tardío-Cenozoico temprano (Charrier *et al.*, 2007); deformación compresiva cenozoica con máximos durante la Fase Incaica en el Eoceno Medio, desarrollo del WTS en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, y finalmente durante el Mioceno tardío (Farías *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2009; Charrier *et al.*, 2013).

6.8 Consideraciones Finales

Con respecto a la analogía realizada, es importante mencionar que en otros sistemas con una configuración tectónica similar a Barbados (margen pasivo-margen acrecionario), no existe el desarrollo de grandes prismas de acreción, pero sí de tamaños considerables (100 km). Además, el margen pasivo de Chilenia correspondería al de un fragmento continental pequeño, mientras que el margen pasivo en el sistema de Barbados corresponde al de un gran continente (margen pasivo del NE de Sudamérica).

Además, aún faltaría integrar la información de las condiciones P-T-t del metamorfismo de las distintas unidades, estilos estructurales, tasas de exhumación (termocronología), geoquímica de los sedimentos, paleomagnetismo, concentraciones isotópicas en circones detríticos de Lu-Hf, O y otros, para poder establecer de mejor forma las relaciones entre las distintas unidades. Finalmente, estudios futuros con una mayor cantidad de circones y en distintas partes de los depósitos, junto con mejores herramientas de comparación estadísticas y edades con mayor precisión, permitiría constreñir de forma cuantitativa la temporalidad de los eventos de sedimentación, magmatismo, deformación y exhumación que ocurrieron durante el desarrollo del orógeno Terra Australis en el margen Sudamericano, y correlacionar de mejor forma los depósitos que afloran de forma discontinua a lo largo del margen Chileno.

7 CONCLUSIONES

El Complejo Metaturbidítico de Quebrada Aroma está compuesto principalmente por metareniscas y metalutitas de origen turbidítico, filitas y esquistos cuarzo micáceos, y marginales milonitas, que presentan un bajo grado metamórfico e intensa deformación. La compleja disposición de las distintas litologías puede ser separada en cuatro tipos de afloramientos: (1) turbiditas clásicas, que presentan intercalaciones entre capas de grano fino y grueso, con variada selección de granos, principalmente de cuarzo y feldespato; (2) filitas gris-verdosas, con foliaciones continuas a zonadas de mica blanca y protolito pelítico; (3) filitas de color azul, con foliaciones continuas a zonadas de mica blanca y protolito arenoso; (4) esquistos de mica blanca y biotita con foliaciones espaciadas y microlitones de cuarzo y feldespato. Las tres últimas presentan abundantes vetas y vetillas de cuarzo.

La intensa deformación, caracterizada por una serie de pliegues, foliaciones, crenulaciones, *broken formations* y zonas milonitizadas, puede ser explicada como producto de procesos ocurridos dentro de un prisma de acreción.

Los análisis de las edades U-Pb en circones detríticos permiten acotar la edad máxima de depositación al Mississippiano Superior, y también determinar que el principal aporte de los circones proviene del arco Famatiniano, seguido por las orogenias Sunsás, Transamazónica y Pampeana.

La similitud del CMQA con otras unidades de posible origen turbidítico que afloran a lo largo de la costa del norte de Chile, y también en la Precordillera y Cordillera de Domeyko, sugiere que podría pertenecer a un gran sistema acrecionario desarrollado en el periodo posterior a la fase Oclóyica, desde el Silúrico hasta el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, y que incluso podría haberse extendido hasta el Triásico.

La falta de estudios en circones detríticos en varios de las unidades que afloran a lo largo del norte de Chile, junto con las incertezas que existen actualmente en las metodologías de obtención, visualización, comparación e interpretación de las edades U-Pb en circones detríticos, hacen que la evolución del margen Chileno durante el Paleozoico sea aun tema de controversia.

8 BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile. *Krystalinikum*, 9, 7-19.

Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Larrovere, M.A., Fanning, C.M., 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research*, 22, 992-1008.

Álvarez, J., 1960, Informe geológico zona Aroma-Chismiza. *Informe inédito*, Archivo Técnico Empresa Nacional del Petróleo, Santiago.

Álvarez, J., Mpodozis, C., Arriagada, C., Astini, R., Morata, D., Salazar, E., Valencia, V.A., Vervoort, J.D., 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in northcentral Chile (28°-32° S): possible fingerprints of the Chilenia Terrane. *Journal of South American Earth Sciences* (2011), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2011.06.002>.

Andersen, T., 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: Limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, 216, 249-270.

Arancibia, J., 2014. Geocronología y significado de los Esquistos El Jardín y el Complejo Metamórfico de la Quebrada del Carrizo, región de Atacama, Chile. *Memoria de título*, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Astini, R.A., Dávila, F.M., (2004), Ordovician back arc foreland and Oclöyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion, *Tectonics*, 23, TC4008, doi:10.1029/2003TC001620.

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 (London)*, 163, 983-995.

Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., 1991. The evolution of marginal basins in the southern Central Andes of Argentina and Chile during the Paleozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 171-188.

Bahlburg, H., Breitzkreuz, 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 northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America*, 109, 869-884.

Bahlburg, H., Carlotto, V., Cárdenas, J., 2006. Ollantaytambo formation and Umachiri beds: evidence of early to middle Ordovician arc volcanism in the Cordillera Oriental and Altiplano of southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 52-65.

Bahlburg, H., Vervoort, J.D., Du Frane, S.A., Bock, B., Augustsson, C., Reimann, C., 2009. Timing of accretion and crustal recycling at accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews*, 97, 227-253.

Bahlburg H., Vervoort JD, DuFrane, SA, Carlotto, V., Reimann C, Cárdenas, J., 2011. The U-Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia *Journal of South American Earth Sciences* , 32, 196-209.

Bell, C. M., 1985. The Chinchas Formation: An Early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 24, 29-48.

Bell, C. M., 1987b. The origin of the upper Paleozoic Chañaral mélange of N Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 144, 599-610.

Breitbart, C., 1985. Presentation of a marine volcano-sedimentary sequence of presumably pre-Devonian age in the Sierra de Argomedo (24°45'S-69°22'W). *Actas, IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta* 1 (1), 76-88.

Büttner, S.H., 2008. The Ordovician Sierras Pampeanas–Puna basin connection: Basement thinning and basin formation in the Proto-Andean back-arc. *Tectonophysics*, 477, 278-291.

Caputo, M., Goncalves, J.H., Streef, M., Isbell, J., 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *The Geological Society of America, Special Paper*, 441, 1-13.

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.

Carrapa B., DeCelles P.G., Reiners P.W, Gehrels G.E., and. Sudo M., 2009. Apatite triple dating and white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of syntectonic detritus in the Central Andes: A multiphase tectonothermal history. *Geology*, v. 37; no. 5; p. 407–410; doi: 10.1130/G25698A.

Casquet, C., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Baldo, E., Calderón, M., Fanning, C. M., Rapela, C. W., and Dahlquist, J., 2014, The Mejillonia suspect terrane (Northern Chile): Late Triassic fast burial and metamorphism of sediments in a magmatic arc environment extending into the Early Jurassic. *Gondwana Research*, v. 25, no. 3, p. 1272-1286.

Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., Dunning, G.R., 2001. Opening Iapetus: constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 443-453.

Cawood, P.A., 2005. Terra australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, 69, 249-279.

Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D., and Windley, B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history, in Cawood, P.A., and Kröner, A., eds., *Earth Accretionary Systems in Space and Time. Geological Society of London Special Publication*, 318, 1-36.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40, 875-878.

Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez. M.P., Moreno, T., y Gibbons, W.; editores. 2007. The Geology of Chile. *The Geology of Chile*.

Charrier, R., Hérail, J., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M., Muñoz, M., 2013. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Science*, 102, 235-264. doi 10.1007/s00531-012-0801.

Cecioni, G., 1958, Geología del área Pachica-Chusmiza. *Informe inédito, Archivo Técnico Empresa Nacional del Petróleo, Santiago*.

Cecioni, A., 1979. El Tremadociano de Sotoca, I Región, Norte de Chile. *II Congreso Geológico Chileno, III, H159-H164*.

Cecioni, A., 1982. Dycionema Flabelliforme, a new zone for Chile. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología, IV, 309-316*.

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*, 119, 697-711.

Condie, K.C., O'Neill, C., Aster, R.C., 2009. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 282, 294-298.

Condie, K.C., Bickford, M.E., Aster, R.C., Belousova, E., Scholl, D.W., 2011. Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of continental crust. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 951-957.

Contreras-Reyes, E., Flueh, E., Grevemeyer, I., 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, 29, TC6018, doi:10.1029/2010TC002734, 2010.

Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C.M., Saavedra, J., Baldo, E., 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina Complex:

constraining Early–Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta* 6(4):319–333.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C., Tomasi, P., 1980. La chaîne hercynienne d'amerique du sud, structure et evolution d'un orogène intracratonique. *Geologische Rundschau*, 69, 1-21.

Damm, K.W., Pichowiak, S., 1981. Geodynamik und Magmengene in der üstenkordillere Nordchiles zwischen Taltal und Chañaral. *Geotektonische Forschungen*, 61, 1-166.

Deckart K., Hervé F., Fanning C.M., Ramírez V., Calderón M, Godoy E.. 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of Zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology*, Vol 41, n° 1, doi 10.5027/andgeoV41n1-a03.

Díaz-Martínez, E., Grahn, Y., 2007. Early Silurian glaciation along the western margin of Gondwana (Peru, Bolivia and northern Argentina): Palaeogeographic and geodynamic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245 (2007) 62-81.

Dickinson, W.R., 2008. Impact of differential zircon fertility of granitoid basement rocks in North America on age populations of detrital zircons and implications for granite petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 80-92.

Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Geological Society of America*, 121, 408-433.

Donovan, S.K., 2005. The geology of Barbados: a field guide. *Caribbean Journal of Earth Science*, 38, 21-33.

Drobe, M, López de Luchi, M.G., Steenken, A., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2009. The tectonic setting of the late Proterozoic to early Cambrian meta-clastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and the southern Puna (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*. doi:10.1016/j.jsames.2009.06.005

Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K.M., Valencia, V.A., Gehrels G.E., 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fertil. La Huerta, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics*, 29, TC4002, doi:10.1029/2009TC002615.

Fariás, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J., Hérail, G., 2005. Late Cenozoic uplift of western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, 24: TC4001.

Festa, A., Dilek, Y., Pini, G.A., Codegone, G., Ogata, K., 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2012.05.021.

Forsythe, R.D., Davidson, J., Mpodozis, C., Jesinkey, C., 1993. Lower Paleozoic relative motion of the Arequipa block and Gondwana: paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of northern Chile. *Tectonics*, 12, 219-236.

Fuenzalida, R., 1972, Revisión de algunas formaciones de la Precordillera y Cordillera de la Costa, Provincia de Tarapacá. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile*, Inédito, 735.

García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérail, G. 2004. *Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. Serie Geología Básica No. 84, 150 p., 1 mapa escala 1:250.000, Santiago.*

García-Sansegundo, J., Farias, P., Heredia, N., Gallastegui, G., Charrier, R., Rubio-Ordóñez, A., and Cuesta, A., 2014. Structure of the Andean Palaeozoic basement in the Chilean coast at 31° 30' S: Geodynamic evolution of a subduction margin. *Journal of Iberian. Geology*, v. 40, no. 2, p. 293-308.

Geuna SE., Escosteguy LD, Miró R, 2008. Palaeomagnetism of the Late Devonian–Early Carboniferous Achala Batholith, Córdoba, central Argentina: Implications for the apparent polar wander path of Gondwana. *Gondwana Research*, 13, 227-237.

Gehrels, G.E., Valencia, V., Ruiz, J., 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9:Q03017.

Gehrels, G.E., 2012. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities. In *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, ed. C Busby, A Azor, pp. 47–62. Chichester, UK: Wiley-Blackwell.

Gehrels, G., 2014. Detrital Zircon U-Pb Geochronology Applied to Tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 127-49.

Glodny J., Lohrmann J., Helmut Ehtler H., Seifert W., Collao S., Figueroa O., 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science*, 231, 23- 39.

Harambour, S. 1990. Geología pre-Cenozoica de la Cordillera de Los Andes entre las Quebradas Aroma y Juan de Morales, I Región. *Memoria de título, Universidad de Chile*, 228 p. Santiago.

Harrington, H., 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces of Northern Chile. *American Association of Geologists Bulletin*, V. 45, p. 168-197.

Hawkesworth, C., Cawood, P., Kemp, T., Storey, C., Dhuime, B., 2009. A matter of preservation. *Science*, 323, 49-50.

Hawkesworth CJ, Dhuime B, Pietranik AB, Cawood PA, Kemp AIS, Storey CD. 2010. The generation and evolution of the continental crust. *Geological Society of London*, 167, 229-48.

Hawkesworth C., Cawood, P., Dhuime B., 2013. Continental growth and the crustal record. *Tectonophysics*, 609, 651-660.

Hervé, F., Kawashita, K., Munizaga, F., Bassei, M., 1984. Rb-Sr isotopic ages from late Palaeozoic metamorphic rocks of central Chile. *Journal of the Geological Society (London)*, 141, 877-884.

Hervé, F., Godoy, E., Parada, M.A., Ramos, V., Rapela, C., Mpodozis, C., Davidson, J., 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. *American Geophysical Union Geodynamic*, 18, 97-113.

Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.-A., Brook, M., Pankhurst, R.J., Snelling, N.J., Drake, R., 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 185-194.

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., Faúndez, V., Calderón, M., Massonne, H-J., Willner, A., 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. In: Moreno, T. and Gibbons, W. (eds), *The Geology of Chile*. *The Geological Society of London*, p. 5-19.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E., 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23, 1122-1135.

Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Mpodozis, C., 2014. 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*, 184–187, 436–446.

Hyppolito, T., García-Casco, A., Juliani, C., Meira, V.T., Hall, C., 2014. Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilena Terrane): Counterclockwise P–T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet–mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex, central Chile (34° S). *Lithos*, 206-207, 409-434.

Hoskin, P.W., Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.

Jacobshagen, V., Müller, J., Wemmer, K., Ahrendt, H., Manutsoglu, E., 2002. Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia, Central Andes. *Tectonophysics*, 345, 119-130.

Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia y Northernmost Chile. Ver Cordani et al. 2000, pp. 481–559.

Kleiman L E., Japas M S., 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473, 283-299.

Kosler, J., Sylvester, P.J., 2003. Present trends and the future of zircon in U-Pb geochronology: laser ablation ICPMS. Ver Hanchar y Hoskin 2003, pp. 243–75.

Kukowski, N., Lallemand, S.E., Malavieille, J., Gutscher, M.A., Reston, T.J., 2002. Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in sandbox experiments with application to the Western Mediterranean Ridge accretionary complex, *Marine Geology*, 186, 29-42.

Limarino C.O., Spalletti, L.A., 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 134-155.

Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D., Gower, C.F., 2003. Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, 375, 169-197.

Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D., 2004. An orphaned basement block: the Arequipa–Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America*, 117, 171-187.

Lucassen, F., Becchio, R., Wikle, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., 2000. Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18-26°S) a mobile belt of the South American craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 697-715.

Lucassen F, Franz G. 2005. The early Paleozoic orogen in the Central Andes: a noncollisional orogen comparable with to the Cenozoic high plateau?. *Geological Society of London, Special Publication*, 246, 257-74.

Lucassen, F., Becchio, R., Franz, G., 2011. The Early Palaeozoic high-grade metamorphism at the active continental margin of West Gondwana in the Andes (NW Argentina/N Chile). *International Journal of earth Sciences*, 100, 445-463. doi 10.1007/s00531-010-0585-3

Maksaev, V., Munizaga, F., Tassinari, C., 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20°-31°S. *Andean Geology*, v. 41, no. 3, p. 447-506.

Marinovic, N; Smoje, I; Maksaev, V; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, escala 1:250.000, No.70: 142 p. Santiago, Chile.

Marioth, R., 2001. Fluid-Entwicklung und Migration sowie diagenetische bis schwach metamorphe Prozesse in klastischen Sedimentgesteinen fossiler Akkretions-prismen. Inaugural

dissertation, Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 155 pp.

Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., Schaltegger, U., 2009. Tectono-magmatic evolution of Western Amazonia: geochemical characterization and zircon U–Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. v. 121; n° 9/10, p. 1298–1324. doi:10.1130/B26488.1.

Morandé, J.; Gallardo, F.; Muñoz, M.; Farías, M., 2013. Carta Guaviña, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. XXX, xxx p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Morandé, J., 2014. El basamento pre-Mesozoico de la Sierra Limón Verde: implicancias para la evolución tectónica del norte de Chile. *Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile*.

Mpodozois, C., Ramos, V.A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4), 481-497.

Munizaga, F., Maksaev, V., 2008. Late Paleozoic-Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile. *Gondwana Research*, 13(3), 407-427.

Muñoz-Tolorza, V., 2007. Evolución morfoestructural del piedemonte altiplánico chileno durante el Cenozoico Superior entre la Quebrada de Tarapacá y la Quebrada Sagasca (19°45'–20°15'S). *Tesis Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.

Naranjo, J.A.; Puig, A. 1984. *Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. Carta Geológica de Chile*, N° 62 y 63. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Niemeyer, H., Urzúa, F., Rubinstein, C., 1997. Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de Sierra Almeida, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24, 25-43.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I., Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana. In: Pankhurst RJ, Rapela CW (eds) The proto-Andean Margin of Gondwana. *Geological Society of London, Special Publication*, 142, 343-367.

Parada, M.A., Nyström, J.O., Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31°-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonics implications. *Lithos*, 46, 505-521.

Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005. *Microtectonics*. Springer.

Posamentier H., Walker R., 2006. Facies Model Revisited. *Society for Sedimentary Geology*, 84, 1-17.

Pullen, A., Ibañez-Mejía, M., Gehrels, G., Ibañez-Mejía, J., Pecha, M., 2014. What happens when n= 1000? Creating large-n geochronological datasets with LA-ICP-MS for geologic investigations. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 29, 971. doi: 10.1039/c4ja00024b.

Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M., Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine–Chilean Andes. *Tectonics*, 5, 855–880.

Ramos VA. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic—Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. *Episodes* 11:168–74.

Ramos, V.A., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A.M, Campos, D.A., Tectonic evolution of South America. *31st International Geological Congress, Rio de Janeiro*, 636-685.

Ramos, V.A., 2008. The basement of the central Andes: the Arequipa and related Terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 289-324.

Ramos, V.A., 2010. The Grenville-age basement of the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 77-91.

Rapalini, A.E., 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the late Paleozoic: some paleomagnetic constraints. *Geological Society of London, Special Publication*, 246, 305-28.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26, 707-710.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Grecco, L.E., 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Geological Society of London, Special Publication*, 160, 613-628. doi: 10.1144/0016-764902-112.

Reimann, C.R., Bahlburg, H., Kooijman, E., Berndt, J., Gerdes, A., Carlotto, V., Lopez, S., 2010. Geodynamic evolution of the early Paleozoic Western Gondwana margin 14°-17° S reflected by the detritus of the Devonian and Ordovician basins of southern Peru and northern Bolivia. *Gondwana Research*, 18, 370-384.

Rebolledo, S., Charrier, R., 1994. Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31-32° S). *Andean Geology*, 21, 55-69.

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.

Richter, P.P., Ring, U., Willner, A.P., Leiss, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society*, 164, 203-214.

Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S.D., Lister, G.S., 1999. Exhumation processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1), 1-27.

Rocha-Campos, A.C.; Basei, M.A.; Nutman, A.P.; Kleiman, L.; Varela, R.; Llambías, E.; Canile, F.M.; da Rosa, O. de C.R. 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, 19 (2), 509-523.

Sayés, J., 1978. Cuadrángulo Guaviña, Provincia de Iquique, 1» Región: (disponible en Biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago), *Instituto de Investigaciones Geológicas, Informe inédito*, 1 mapa escala 1:50.000 , p. 41 p.

Scheuber, E., Reutter, K.J., 1992, Magmatic arc tectonics in the central Andes between 21° and 25°, *Tectonophysics*, 205, 127-140.

Schoene, B., 2013. U-Th-Pb geochronology. In *The Crust*, ed. RL Rudnick, pp. 341–78. *Treatise Geochem.* 4. Amsterdam: Elsevier. 2nd ed.

Schwartz JJ, Gromet LP, Miro R (2008) Timing and duration of the calc-alkaline arc of the Pampean Orogeny: Implication for the Late-Neoproterozoic to Cambrian evolution of Western Gondwana. *The Journal of Geology*, 116, 39-61. doi:10.1086/524122

Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R., Wemmer, K., López de Luchi, M., Frei, R., Presnyakov, S., Guerreschi, A., 2009. Time constraints on the tectonic evolution of the Eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, 99, 1199-1226 doi 10.1007/s00531-009-0471-z.

Sircombe, K.N., 2006. Mountains in the shadows of time: Three-dimensional density distribution mapping of U-Pb isotopic data as a visualization aid for geochronological information in concordia diagrams. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, DOI: 10.1029/2005GC001052.

Stern, R.J., Scholl, D.W., 2010. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonic processes. *International Geology Review*, 52, 1-31.

Stern, C.R., 2011. Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research*, 20, 284-308.

Stein, M., Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature*, 372, 63-68.

Thomas, W.A., Astini, R.A., 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 67-79

Thomas, W.A., Astini, R.A., 2007. Vestiges of an Ordovician west-vergent thin-skinned Ocolytic thrust belt in the Argentine Precordillera, southern Central Andes. *Journal of Structural Geology*, 29, 1369-1385.

Tomlinson, A.J., Blanco, N., García, M., Baeza, L., Alcota, H., Ladino, M., Pérez de Arce, C., Fanning, C.M., Martin M.W., 2012. Permian exhumation of metamorphic complexes in the Calama area: evidence for flat-slab subduction in northern Chile during the San Rafael tectonic phase and origin of the Central Andean Gravity High. *XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Electronic Expanded Abstracts, thematic Session T2*, 209-211.

Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study?. *Earth and Planetary Science*, 224, 441-451.

Vermeesch P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 312-313, 190-194.

Willner, A.P., Glodny, J., Gerya, T.V., Godoy, E., Massonne, H.J., 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos*, 75, 283-310.

Willner, A.P., 2005. Pressure-Temperature Evolution of a Late Paleozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°–35°30'S). *Journal of Petrology*, 46, 1-28.

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 Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, 253, 114-129. doi:10.1016/j.chemgeo.2008.04.016

Willner, A., Gerdes, A., Massonne, H.J., Schmidt, A., Sudo, M., Thomson, S., 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, 303-327.

Wilson, J.T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open?. *Nature*, 211, 676–681.

Zimmermann, U., Bahlburg, H., 2003. Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician deposits in the southern Puna basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50, 1079-1104.

