



Caracterización sedimentológica y estructural de las unidades volcano-sedimentarias jurásicas y cretácicas de los Andes del Norte de Chile (29°-31° S): implicancias geodinámicas y paleogeográficas

2025

Carlos Andrés Cares Estrada

Profesor Guía: Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo
Profesores Comisión: Dr. Luis Arturo Quinzio Sinn
Msc. Abraham Elias González Martínez

Resumen

En la precordillera del norte y centro de Chile afloran rocas volcánicas intermedias a ácidas y rocas sedimentarias continentales del Jurásico Superior y Cretácico Inferior. Se ha postulado que dichas unidades pueden haber sido acumuladas en una o más subcuencas extensionales desarrolladas dentro de un dominio de trasarco.

En la región de Coquimbo, estas unidades conforman una franja elongada en dirección general noroeste, correspondiente a depósitos continentales de la Formación Algarrobal, la cual hacia el sur del valle del Elqui se interdigita con la Formación Mostazal, también de origen continental. Las relaciones estratigráficas sugieren que este volcanismo fue en parte contemporáneo al desarrollo del arco magmático del Jurásico - Cretácico Superior, cuyos productos afloran en forma de potentes secuencias en la cordillera de la Costa.

En este trabajo se entregan nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales de las formaciones Algarrobal y Mostazal, obtenidos a partir de afloramientos cercanos a las localidades de Ovalle y Vicuña. Los datos estratigráficos fueron recabados mediante columnas estratigráficas de detalle, levantadas al oriente de Vicuña, y en la precordillera de Ovalle.

Palabras clave: Geodinámica andina, formaciones Algarrobal y Mostazal, arco magmático del Jurásico-Cretácico.

1. Introducción

Diversos estudios petrológicos, geoquímicos, estructurales y sedimentológicos se han realizado en el norte y centro de Chile con el objetivo de comprender la evolución del arco magmático durante la Primera Etapa del Ciclo Andino, dando origen a un amplio conocimiento y documentación relacionada a la actividad magmática del arco Jurásico Inferior - Cretácico Inferior, también son conocidas la temporalidad y condiciones de depositación de la cuenca de trasarco. Sin embargo, los depósitos continentales y, en especial, las secuencias volcánicas de edad predominante Jurásico Superior correspondientes al dominio de tras-arco, que afloran en la actual Cordillera de los Andes, no han sido objeto de estudios detallados y aún se desconocen detalles sobre el origen del magmatismo y las condiciones tectónicas que controlaron la evolución de las cuencas en que se depositaron dichas sucesiones.

Como respuesta a las interrogantes que se conocen sobre el origen de los depósitos volcánicos de esa edad y del ambiente de depositación, surge el proyecto DIUC 207.025.035-1.0 "Caracterización

estratigráfica y petrológica de las unidades volcano-sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la Cordillera de los Andes del norte de Chile (26°-30°S): implicancias para la geodinámica andina”, dirigido por la Dra. Verónica Oliveros, Profesora Patrocinante de esta Memoria que se enfoca en el estudio sedimentológico y estructural de las secuencias jurásicas y cretácicas del sector cordillerano de la región de Coquimbo.

1.1. Objetivo general

Aproximar la evolución tectono estratigráfica de una cuenca desarrollada durante el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano,

1.2. Objetivos específicos

- Caracterizar sedimentológicamente la secuencia del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano que aflora en la Cordillera de los Andes, entre los 29° y 31° Sur.
- Definir un marco estructural para esta secuencia
- Integrar los antecedentes obtenidos anteriormente en la evolución geodinámica andina durante el Jurásico.

1.3. Ubicación del área de estudio y vías de acceso

El área general de estudio se enmarca en la zona precordillerana de la cuarta región de Coquimbo (Figura 1), entre los 29°58'00" y los 30°55'00" de latitud sur.

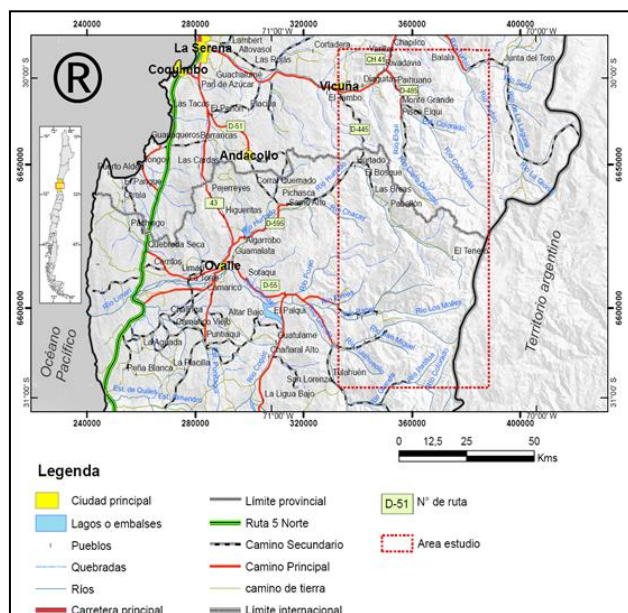


Figura 1: Mapa de Ubicación de zona de estudio.

Dentro del área se realizaron levantamientos geológicos y estructurales en tres sectores diferentes. De Norte a Sur, estos corresponden a:

- Sector de Tres Cruces, cerca de la localidad de Paihuano.
- Quebrada Algarrobal, en el Valle del Río Elqui,
- Quebrada La Lunca, y Valle del Río San Miguel, al interior de Ovalle, en la hoya del río Grande.

Quebrada La Lunca se encuentra en las coordenadas UTM 351797 E-6587353 S, la Quebrada Algarrobal se ubica en UTM 344.890 E-6.682.447 S y la Quebrada Tres Cruces, en el punto UTM 352.396 E-6.681.352 S.

2. Marco Geológico

En el área de la mediana montaña de la Cuarta Región, correspondiente a las Hojas Guanta, Pisco Elqui (Anexos) y Condoriaco-Rivadavia es posible encontrar rocas con un amplio rango de edad, las cuales comprenden reducidos afloramientos de esquistos, metareniscas y pizarras de los complejos metamórficos El Cepo y El Tránsito, pertenecientes al Paleozoico inferior; depósitos continentales de lavas y brechas de composiciones riolíticas y dacíticas de las formaciones Matahuaico (Dedios, 1967) y Pastos Blancos (sensu Thiele, 1964), de edad Paleozoico superior. Depósitos, más recientes se encuentran hacia el área oriental, y corresponden a rocas volcánicas cenozoicas, entre las cuales destacan tobas, lavas y brechas andesíticas de las formaciones Doña Ana y Los Elquinos y del Complejo Volcánico Cerro El Esfuerzo.

Dedios (1967) realizó el levantamiento geológico del Cuadrángulo Vicuña, donde define las unidades geológicas del área de Vicuña. Además, entrega los resultados de dataciones Pb/alfa efectuadas en granitoides de la zona.

2.1. Trabajos anteriores

Letelier (1977) estudia las formaciones Matahuaico, Las Breas y Tres Cruces, en la zona de Rivadavia-Alcohuás, aproximadamente a los 30°S, de la parte alta de la Cordillera del Elqui. Redefine la Formación Tres Cruces como Tres Cruces sensu lato y agrega el Miembro Punta Blanca, de origen volcánico ubicado en el sector superior de la formación Tres Cruces.

Mpodozis (1974) caracteriza la geología de la

Cordillera de los Andes a la latitud de Ovalle, entre los 30°20' y 30°55' S e identifica una serie de fases tectónicas compresivas mayores que han afectado a las rocas de la región, además de una fase extensiva plio – cuaternaria.

Nasi, Moscoso y Maksaeve (1986) levantan la Hoja Guanta a escala 1:250.000, la que comprende el sector cordillerano de la Cuarta Región, entre las coordenadas geográficas 29°-30°S y 70°30'-69°45'W.

Mpodozis y Cornejo (1988) publican la Hoja Pisco Elqui, a escala 1:250.000, ubicada en la cordillera de la región de Coquimbo, entre los 30° y 31°S

Emparán y Pineda (1999) realizan el levantamiento geológico de la Hoja Condoriaco-Rivadavia, escala 1:100.000, ubicada en el extremo Nororiental de la Hoja La Serena, entre las coordenadas 29°30' y 30°00' S, y 70°30' y 71°00' W. Redefinen la Formación Algarrobal en el sector Tres Cruces.

2.2. Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas que afloran en el área de estudio se pueden dividir según Mpodozis y Cornejo (1988) en:

Superunidad Elqui (Carbonífero) granodioritas, granitos, tonalitas y dioritas.

Superunidad Ingaguás (Pérmico-Triásico) sienogranitos, monzogranitos, granodioritas y pórfidos graníticos.

Superunidad Cogoti (Paleoceno-Eoceno) Granodioritas, monzogranitos, monzodioritas cuarcíferas, dioritas.

Superunidad Río Grande: (Oligoceno superior-Mioceno Medio) Dioritas, gabros de hornblenda, dioritas cuarcíferas, granodioritas, tonalitas, monzogranitos leucocráticos, monzonitas y monzodioritas.

Unidad Infiernillo(Mioceno) Dioritas cuarcíferas, granodioritas, tonalitas y pórfidos andesíticos.

2.3. Rocas estratificadas

Formación Las Breas (Dedios, 1967), Nasi, Moscoso y Maksaeve (1986). Conglomerados y areniscas rojas

con flora fósil e intercalaciones de lavas y brechas andesíticas y riolíticas. Edad Triásico Medio-Superior.

Formación San Félix (Nasi, Moscoso y Maksaeve, 1986) Origen marino, conglomerados y areniscas líticas, gruesos, pardo amarillentas, con intercalaciones de areniscas finas, limolitas y lutitas fosilíferas. Edad Triásico Medio-Superior.

Formación La Titora (Nasi, Moscoso y Maksaeve, 1986) Rocas de origen continental, lavas andesíticas, brechas y tobas riolítico-dacíticas, con intercalaciones de areniscas y limolitas hacia la parte superior. Edad Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Estratos de Río Seco (Nasi, Moscoso y Maksaeve, 1986) Lavas andesíticas y/o basálticas de posible origen continental, edad Triásico Superior- Jurásico Inferior?

Estratos de El Verraco (Nasi, Moscoso y Maksaeve, 1986). Lavas y brechas andesíticas, con intercalaciones de brechas riolítico-dacíticas, conglomerados, areniscas y calizas fosilíferas. Depósitos marino-continentales de edad Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Estratos de Quebrada El Tapado (Nasi, Moscoso y Maksaeve, 1986). Depósitos marinos, compuestos por calizas y areniscas calcáreas fosilíferas, evaporitas lenticulares de edad Jurásico Inferior-Jurásico Medio bajo.

Formación Lautaro (Nasi, Moscoso y Maksaeve, 1986). Calizas, margas y areniscas calcáreas, fosilíferas, y conglomerados con cemento calcáreo. Edad Sinemuriano - Bajociano.

Formación Tres Cruces (Dedios, 1967; Letelier, 1977; Mpodozis y Cornejo, 1988). Depósitos de origen marino y volcánico continental. Según Letelier (1977) se pueden subdividir en dos miembros; redefine la Formación Tres Cruces en un miembro inferior denominado Tres Cruces (s.l.) compuesto por conglomerados, areniscas arcósico-cuarcíferas, calcarenitas y calcilutitas fosilíferas y en el sector superior agrega el Miembro Punta Blanca que corresponde a Lavas y brechas andesíticas. Según Mpodozis y Cornejo (1988) en la hoja Pisco Elqui, la formación Tres Cruces corresponde a depósitos marinos que consisten en conglomerados y areniscas

arcósico - cuarcíferas, calcarenitas y calcilitas fosilíferas del Sinemuriano - Toarciano. Lavas y brechas andesíticas en parte con estructuras de almohadillas de edad Aaleniano. Volcarenitas rojas, conglomerados y brechas fosilíferas del Bajociano - Caloviano inferior.

Formación Mostazal (Mpodozis y Cornejo, 1988) Depósitos continentales de edad Jurásico Medio-Jurásico Superior. Conglomerados, areniscas y brechas rojas con escasas intercalaciones de lavas andesíticas.

Formación Algarrobal (Mpodozis y Cornejo, 1988). Depósitos de origen continental de edad Jurásico Medio-Jurásico Superior. Conglomerados, areniscas lítico-feldespáticas rojas, principalmente en la parte inferior; lavas andesítico-basálticas y brechas andesíticas con intercalaciones de conglomerados, tobas riolítico-dacíticas, y niveles de yeso, hacia la parte superior. Al sur del Valle del Elqui (30°S), la Formación Algarrobal se interdigita con la Formación Mostazal.

Formación Baños del Toro (Mpodozis y Cornejo, 1988). Origen continental. Lavas y brechas andesíticas con escasas intercalaciones de conglomerados, edad Jurásico Superior-Cretácico

Formación Río Tascadero (Mpodozis y Cornejo, 1988). Origen marino, comprende calcarenitas, calcilitas, areniscas y coquinas fosilíferas. Edad Berriasiense superior - Barremiano.

Formación Pucalume (Mpodozis y Cornejo, 1988). Depósitos de origen lagunar - continental. Conglomerados, areniscas y limolitas rojas, finamente estratificadas, con intercalaciones de calizas y limolitas lagunares con ostrácodos. Edad Cretácico Inferior.

Formación Viñita (Mpodozis y Cornejo, 1988) Depósitos continentales de lavas dacítico-riolíticas, conglomerados y areniscas, lavas, brechas y tobas andesítico-dacíticas de edad Cretácico Superior.

Formación Los Elquinos (Aguirre y Egert, 1965) Brechas y tobas riolíticas y andesíticas, conglomerados, lavas andesíticas y calizas. Edad Coniaciano inferior - Santoniano inferior.

Formación Doña Ana (Thiele, 1966) Depósitos continentales, lavas y brechas andesíticas, tobas soldadas riolíticas y dacíticas, lavas riolíticas subordinadas. Se divide en miembros Tilito y Escabroso, ambos de edad Oligoceno Superior - Mioceno Inferior

2.4 Marco estructural

En Chile, entre los 28° y 31° S, la cadena andina está formada por dos provincias tectónicas con estilos estructurales distintos pero complementarios. La Cordillera Frontal, dominada por la deformación del basamento caracterizada por fallas inversas, "pilares" y domos de basamento, a los cuales se amolda una cobertura de comportamiento pasivo. La región costera, en cambio, muestra una deformación pelicular con su cobertura volcánica cretácica, relleno de la cuenca marginal abortada del Norte Chico, deformada en pliegues abiertos de gran longitud de onda y escamas dirigidas hacia el Oeste en las calizas Neocomianas (Moscoso y Mpodozis, 1988).

El área de estudio, que en su mayor parte corresponde a la hoja Pisco Elqui, presenta una estructura compleja. Se distinguen tres grandes dominios estructurales, según Mpodozis y Cornejo (1988):

- En el borde occidental del área la deformación está concentrada en las calizas Neocomianas que, entre el Río Grande y el Río Los Molles forman una serie de escamas cabalgadas hacia el este. Entre el río Los Molles y el valle del Hurtado, las calizas están cabalgadas hacia el oeste sobre la Formación Los Elquinos, a través de las fallas Vicuña y Guanto, que, constituyen el límite occidental de la Alta Cordillera.
- El núcleo de la Alta Cordillera entre los 30° y 31°S corresponde al Batolito Elqui Limarí.
- La región al Este del Batolito Elqui-Limarí, se caracteriza por una serie de bloques (pilares) de basamento, limitados por fallas inversas de alto ángulo, inclinadas al Este y al Oeste, a los cuales se asocian pliegues de arrastre en la cobertura terciaria.

2.5 Marco tectónico

El borde occidental de América del Sur muestra una compleja evolución tectónica. Durante el Paleozoico se caracterizó por la acreción de diversos terranes:

Cuyania-Precordillera, Chilenia y Patagonia (Ramos *et al.*, 1986) posteriormente en el Mesozoico se inicia una extensión generalizada y “rifting” como resultado de procesos que comenzaron a lo largo del margen occidental de Gondwana, durante las etapas iniciales del fracturamiento del supercontinente Pangea (Mpodozis y Ramos, 2008).

El inicio de la fragmentación de Gondwana durante el Triásico está marcado por la formación de extensos rifts elongados en dirección NW-SE, orientación heredada de los principales lineamientos del Paleozoico superior, cuyo origen habría sido favorecido por el desarrollo de una tectónica extensional (Charrier, 1979), estrechamente relacionada con estructuras generadas por episodios tectonotermales previos, tal como el desarrollo del cinturón orogénico Carbonífero-Pérmico (330-280 Ma) (Franzese y Spalletti, 2001).

Asociados a la extensión triásica se acumularon abundantes depósitos volcanoclásticos, piroclásticos y sedimentarios, asociados con flujos de lava e intrusiones plutónicas bimodales (Franzese y Spalletti, 2001). A lo largo de la costa chilena, desde Antofagasta hasta Concepción, afloran en forma discontinua, secuencias sedimentarias asociadas a volcanismo acumuladas directamente sobre secuencias sedimentarias, plutónicas y metamórficas del Paleozoico superior. Una serie de intrusivos epizonales con edades comprendidas entre los 230 y 200 Ma cortan al basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa (Mpodozis y Ramos, 2008).

Después de la separación de Laurasia de Gondwana se formó una nueva anomalía calórica, ubicada más al sur, que fragmentó el supercontinente de Gondwana (Cox 1988) constituyendo, durante el Pliensbaquiano el centro dispersor del Karoo, a partir del cual se inició la separación entre el Gondwana Occidental y Oriental, abriendo el Océano Índico (Duncan *et al.*, 1997). Este evento, ocurrido entre los 183 y 179 Ma (Jourdan *et al.*, 2005), tuvo una fuerte impronta en los procesos del margen pacífico de América del Sur iniciando la subducción. El proceso de fragmentación culminó entre los 133-132 Ma con la aparición del centro dispersor de Paraná (Renne *et al.*, 1992) a partir del cual se separó América del Sur y África. El predominio de condiciones extensionales durante el Jurásico, ya descrita en modelos

tectónicos previos tales como el de Aubouin *et al.* (1973) y Mpodozis y Ramos (1990) estaría ligada según Ramos (1999) a un retroceso negativo de la trinchera oceánica, el cual sería responsable de la subducción asociada a extensión que caracteriza a la mayor parte del margen andino durante este período.

La ocurrencia de volcanismo de subducción está registrada en los productos volcánicos e intrusivos asociados, que afloran a lo largo de la Cordillera de la Costa desde el sur del Perú hasta, por lo menos, Chile Central. Éstos están representados por secuencias volcánicas tales como las formaciones Camaraca, Azapa, Oficina Viz y La Negra, entre Arica y Antofagasta (Kramer *et al.*, 2005, Oliveros *et al.*, 2006); las formaciones La Negra y Punta del Cobre, en la zona de Chañaral-Copiapó (Godoy y Lara 1998; Arriagada *et al.*, 2006) y las Formaciones Ajial y Horqueta, en Chile Central (Vergara *et al.* 1995).

Grandes complejos plutónicos, con edades entre los 180 y 100 Ma, decrecientes hacia el este, intruyen a las secuencias volcánica a lo largo de toda la extensión de ese segmento de la Cordillera de la Costa (Rivano y Sepúlveda 1991, Dallmeyer *et al.*, 1996, Grocott y Taylor 2002, Wellkner *et al.*, 2006), dichas lavas y plutones tienen afinidades geoquímicas de arco relacionado a subducción, asociados a una corteza relativamente delgada (Oliveros *et al.*, 2007). Zonas de deformación dúctil, de importancia regional que han sido incluidas o descritas como parte del sistema de fallas de Atacama, se formaron a lo largo del eje del arco magmático en respuesta a cambios de régimen tectónico global durante el Jurásico donde alternan períodos dominados por transcurrencia hasta otros dominados por extensión (Scheuber y Andriessen 1990; Grocott y Taylor, 2002; Cembrano *et al.*, 2005).

El inicio de la cuenca de Neuquén como un depocentro único ocurre en el Pliensbaquiano, cuando la subsidencia termal post-rift lleva a una transgresión marina general (Franzese y Spalletti, 2001)

La evolución temprana del ciclo andino al norte de los 39° de latitud sur se caracteriza por el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen occidental de Gondwana con una cuenca de trasarco en su lado

este-oeste. Durante la primera etapa del Ciclo Andino se pueden separar dos subetapas. La primera subetapa (fines del Jurásico temprano al Kimmeridgiano) se caracteriza por intensa actividad en el arco y desarrollo de un ciclo marino transgresivo-regresivo en la cuenca de trasarco. La segunda subetapa (Kimmeridgiano a Aptiano-Albiano) se caracteriza por una aparente menor actividad en el arco, y un segundo ciclo marino transgresivo-regresivo en la cuenca de trasarco excepto en las regiones de Iquique y Antofagasta, donde se mantuvieron emergidas en el trasarco. La existencia de cuencas de trasarco en sectores que fueron cubiertas por el mar y otras que se mantuvieron bajo condiciones de régimen continental indican considerables variaciones paleogeográficas a lo largo de la cuenca. (Charrier *et al.*, 2007).

El cambio desde un régimen de “tipo Marianas” hacia un régimen de subducción tipo “chileno” (Uyeda y Kanamori, 1979; Uyeda, 1982), sin cuencas extensionales en la zona de trasarco, se correlaciona con la ruptura del Atlántico sur e inicio de la deriva activa hacia el oeste de la Placa Sudamericana (Dalziel, 1981 ; Mpodozis y Ramos, 1990)

3. Metodología de trabajo

Debido al gran volumen de información que se deberá manejar en el proyecto en el cual se enmarca el presente estudio, se consideró la realización de dos memorias de título. La presente, enfocada al análisis sedimentológico y estructural de los depósitos, y una otra, orientada a la caracterización petrológica y geoquímica de rocas ígneas, la que se titula “Caracterización petrográfica y geoquímica de las unidades volcánicas Jurásicas y Cretácicas en la Cordillera de los Andes del Norte de Chile (26º-30º)” Retamal (en preparación). Los resultados de esta última, son complementarios con los datos entregados en el presente estudio y se utilizarán para reforzar las conclusiones de este trabajo.

La primera etapa de trabajo consiste en una recopilación y análisis de material bibliográfico, mapas topográficos e imágenes satelitales del área de estudio. Posteriormente se efectuaron tres salidas a terreno entre enero y mayo de 2008, en las cuales se levantan columnas y perfiles estratigráficos y se

recolectan muestras petrológicas, con el objeto de realizar análisis petrográficos y geoquímicos; se tomaron muestras litológicas volcanosedimentarias, y se realizaron análisis de datos estructurales. Durante estas campañas se recolectaron en total 113 muestras de mano, de las cuales 40 corresponden a rocas ígneas y volcanoclasticas, extraídas por Retamal, en la primera campaña de terreno. Las 73 muestras restantes se tomaron durante las dos campañas posteriores y corresponden, principalmente, a rocas sedimentarias. Posteriormente, con la información obtenida en terreno, se realizaron análisis sedimentológicos, mapas geológico-estructurales, perfiles y columnas estratigráficas. Para la clasificación macroscópica de las rocas sedimentarias se utilizó a Dunham (1962), y la clasificación microscópica fue según Folk (1959).

4. Resultados

En la Precordillera de la Cuarta Región se realizaron levantamientos estratigráficos de detalle que abarcan afloramientos Jurásicos y Cretácicos de las formaciones Tres Cruces, Algarrobal, Mostazal, Río Tascadero y Pucalume. Estos afloramientos corresponden a depósitos marinos y continentales de la cuenca de tras-arco del Jurásico-Cretácico (Mpodozis y Cornejo, 1988).

4.1. Río San Miguel-Quebrada La Lunca

En la Quebrada donde nace el Río San Miguel aflora la base de la formación Mostazal, la cual se encuentra en contacto por falla con las tonalitas Paleozoicas de la Unidad Guanta, perteneciente a la Superunidad Elqui (Mpodozis y Cornejo, 1986). En este sector, hay una secuencia de estratos volcánicos y volcanoclasticos pertenecientes a la Formación Mostazal con una potencia estimada cercana a los 2.500 m. Sin embargo, es posible que dicha potencia esté exagerada por la presencia de al menos dos fallas normales inferidas, una de ellas en la Quebrada La Lunca y la segunda a lo largo del Río San Miguel, ambas de orientación NNW-SSE, las cuales cortan en forma perpendicular y casi paralela al rumbo de los estratos de la Formación Mostazal (Figura 2).

En el sector superior de la ladera occidental de la Quebrada La Lunca se encuentran los estratos marinos de composición principalmente calcárea de la Formación Río Tascadero, en discordancia angular

erosiva sobre la Formación Mostazal.

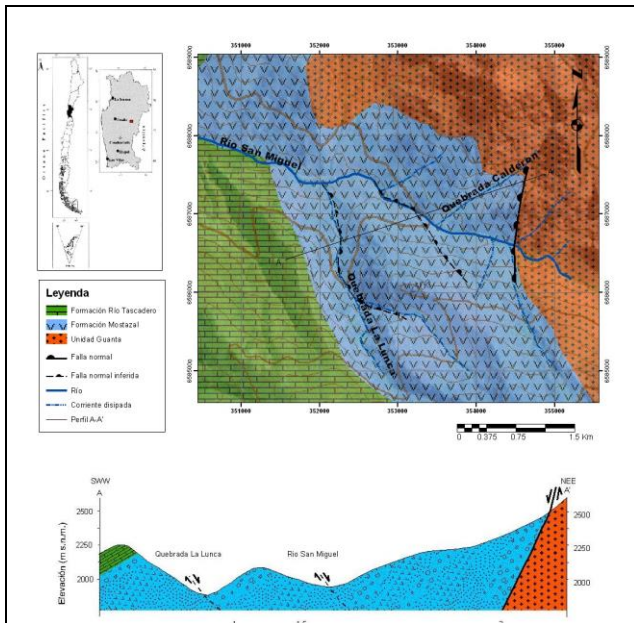


Figura 2. Mapa y perfil geológico Río San Miguel, Quebrada La Lunca

4.1.1. Río San Miguel

En el flanco norte del valle del Río San Miguel, afloran tonalitas de la Unidad Guanta en contacto por falla con depósitos volcánicos de la Formación Mostazal. En este sector se levantó un perfil geológico de orientación NW-SE/SW-NE y una columna estratigráfica de detalle (Figura 3), desde las tonalitas de la Unidad Guanta hasta la sección media de la Formación Mostazal, bien expuesta en el cordón ubicado al sur del Río San Miguel

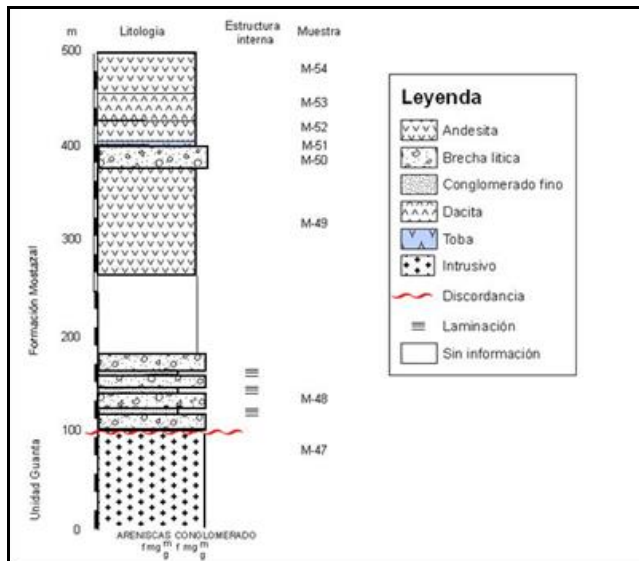


Figura 3. Columna estratigráfica Río San Miguel.

4.1.2. Quebrada La Lunca

En el empinado flanco occidental de la Quebrada La Lunca, en dirección noroeste, afloran las lavas jurásicas de la sección superior de la formación Mostazal (Mpodozis y Cornejo, 1988), en discordancia bajo depósitos marinos del Cretácico, pertenecientes a la Formación Río Tascadero (Mpodozis y Cornejo, 1988). El perfil y columna estratigráfica de la Quebrada La Lunca (Figura 4) fueron realizados 500 m hacia el sur del punto en que la quebrada confluye con el Río San Miguel

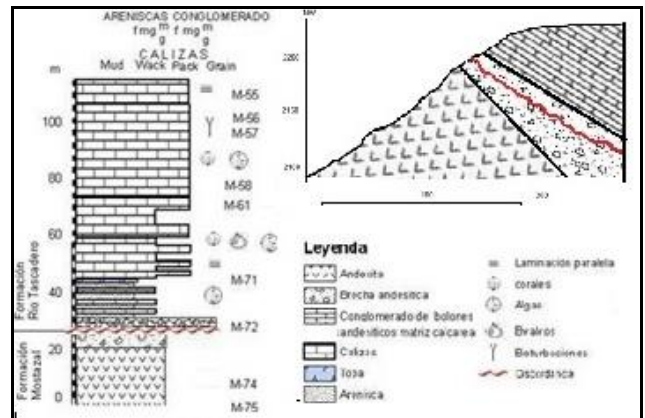


Figura 4. Columna y perfil estratigráfico La Lunca.

4.2. Quebrada Tres Cruces

En este sector se encuentran depósitos marinos Y volcánicos de la Formación Tres Cruces, sobre la cual hay rocas volcánicas y volcanoclasticas de la Formación Algarrobal (Figura 5).

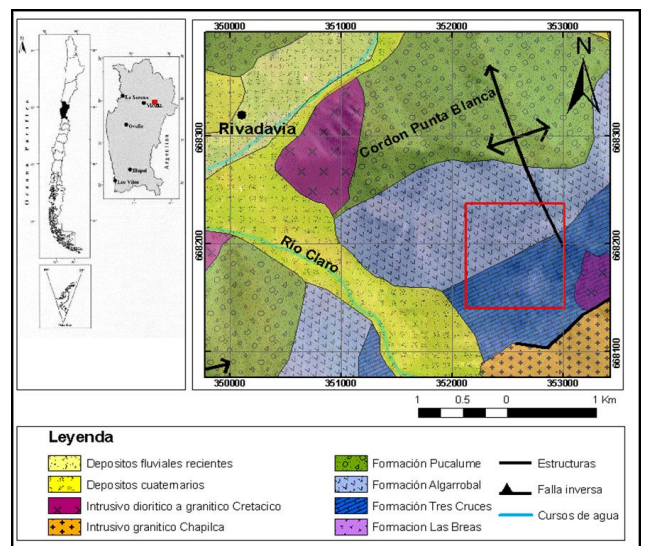


Figura 5. Mapa geológico Quebrada Tres Cruces.

En el área de la Quebrada Tres Cruces se realizaron

dos columnas estratigráficas paralelas, con el fin de registrar variaciones laterales entre ambas columnas (Figura 6). Las dos secuencias comienzan con depósitos calcáreos de la Formación Tres Cruces, que dan paso a depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Formación Algarrobal. El punto inicial para la columna Tres Cruces W es 352.570 E-6.681.617 S, y para la columna Tres Cruces E es 352.711 E, 6.681.684 S. Ambos perfiles estratigráficos tiene una orientación NW-SE.

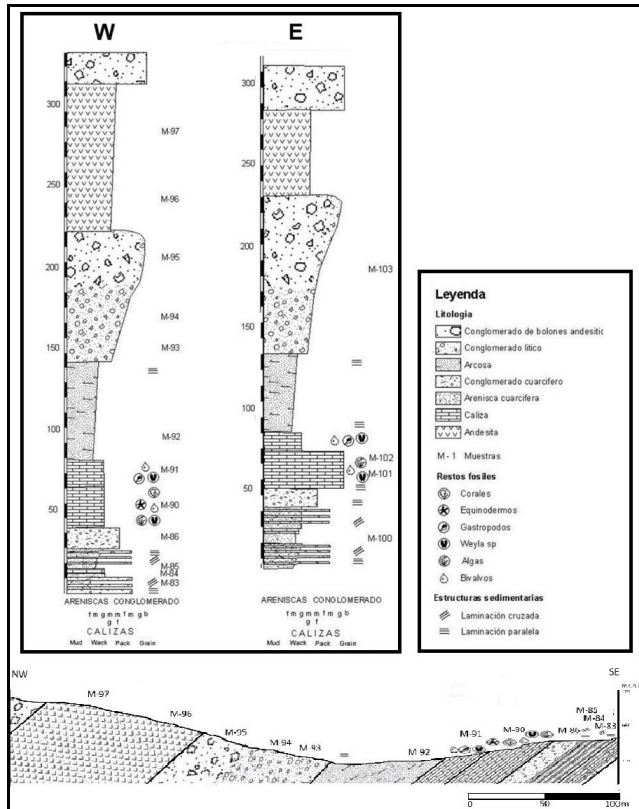


Figura 6. Columnas y perfil estratigráfico, Quebrada Tres Cruces.

5. Geología Estructural

5.1. Río San Miguel-Quebrada La Lunca

Los estratos de la Formación Mostazal se ven afectados por, al menos, dos grandes fallas con desplazamiento normal, inferidas en base a la información recopilada en terreno: repetición de estratos y orientación de las quebradas del río San Miguel y quebrada La Lunca, ambas de dirección NW-SE a NNW-SSE.

En la ladera occidental de quebrada La Lunca se identifica una discordancia angular, entre los conglomerados de Formación Mostazal (N10°-20°W/55°SW) y las calizas de Formación Río

Tascadero (N50°W/30°SW, N10°E/30°NW)

5.2. Quebrada Tres Cruces

En la quebrada Tres Cruces se realizó un levantamiento estructural en el que se distinguen las siguientes estructuras (Figura 7):

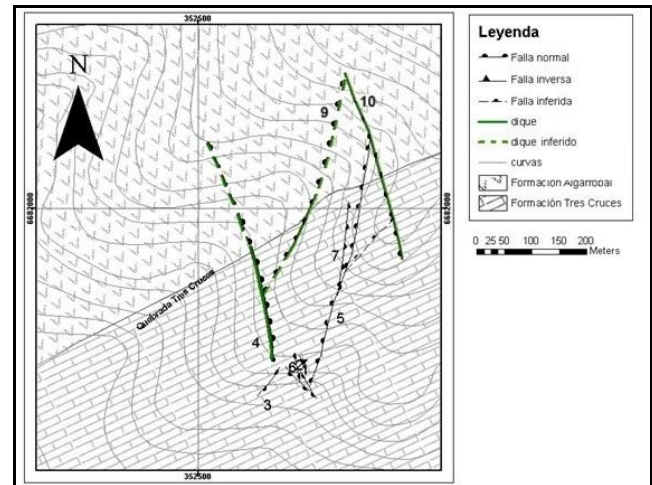


Figura 7. Mapa Estructural Quebrada Tres Cruces.

Las fallas más importantes se muestran en la Tabla 1:

Tabla 1. Falla del sector Quebrada Tres Cruces.

Falla	Coordenadas UTM	Tipo de Falla	Rumbo/Manteo
1	352.693E/6.681.694N	Normal	N60°W/80SW
2	335.682E/ 6.681.700N	Normal	N10°W/83°NE
3	352.627E/6.681.684N	Inversa	N40°E/25°SE
4	352.631E/6.681.733N	Normal	N15°W/80°SE
5	352.738E/6.681.794N	Normal	N15°E/45°NW
6	352.669E/6.681.701N	Normal	N45°W/80°SW
7	352.756/ 6.681.871N	Normal	N10°E/40°SE
8	352.695E/6.681.702N	Inversa	N20°W/25°NE
9	352.572E/6.681.805N	Normal	N25°E/ 55°NW
10	352.853E/6.681.988N	Normal	N15°W/80°SW

Dique 1 N15°W/80°NE (352.631E/6.681.733N). Composición andesítica, color rojizo, potencia 8 m, corrida >500 m. Asociado a la falla 4

Dique 2 N25°E/55°NW (352.572E/6.681.805N). Composición andesita, color gris verdoso, potencia 3 m corrida 250 m. Asociado a la falla 9

Dique 3 N15°W/80°SW. (352.853E/6.681.988N). Composición andesítica, color gris verdoso, potencia promedio 4 m, corrida >500 m. Asociado falla 10.

6. Discusión

En la secuencia estratigráfica expuesta en la Quebrada Tres Cruces se encuentra el contacto entre las formaciones Tres Cruces y Algarrobal. En base a lo observado en terreno, no es posible identificar una clara discordancia entre ambas, sin embargo, se registran variaciones en la actitud de las capas, posiblemente asociadas a un plegamiento suave. En este mismo sector, Letelier (1977) describe a los depósitos volcánicos y volcanoclásticos que sobreyacen a las rocas calcáreas de la Formación Tres Cruces, como Miembro Punta Blanca de la misma formación Tres Cruces. En el caso de este estudio, y tal como lo han indicado otros autores, se estima que estos depósitos volcánicos subaéreos corresponden a la Formación Algarrobal.

Las secuencias sedimentarias constan de conglomerados, conglomerados brechosos y areniscas conglomerádicas. El material clástico es principalmente volcánico, aunque se registran fragmentos graníticos hasta en un 25%, cuya composición corresponde, en grandes rasgos, con la descrita para los intrusivos del Paleozoico, que afloran inmediatamente al Este, sugiriendo un posible aporte de sedimentos desde esa fuente. Con respecto a las rocas volcánicas, predominan las de coladas de lava porfídicas de composición andesítica; en menor medida, se observaron coladas dacíticas y tobas ácidas.

Al sureste de Ovalle, en las cercanías del río San Miguel se encuentran afloramientos de la Formación Mostazal. La secuencia consiste en brechas sedimentarias basales con aportes volcánicos (70%) y graníticos (15%) y monominerales (15%), potentes niveles de conglomerados, lavas andesíticas y dacíticas y areniscas rojas. Esta unidad se apoya en contacto por falla sobre tonalitas de la Unidad Guanta. Hacia el techo se observa una discordancia angular con las rocas carbonatadas suprayacentes de la Formación Río Tascadero.

En la Figura 8 se realiza una comparación gráfica entre las columnas levantadas en este estudio y una cuarta columna realizada en la Quebrada Algarrobal (Retamal, 2012), ubicada en el área de Vicuña.

Dentro del sector de Tres Cruces destacan dos fallas

inversas, la primera N40°E/25°SE, asociada a un esfuerzo compresivo de orientación NW-SE relacionado con la producción de fallas normales paralelas a dicha orientación. Una segunda falla inversa N20°W/25°NE, se produce por esfuerzos compresivos de dirección NE-SW, también asociada a la generación de fallas normales de dirección paralela al esfuerzo, es decir de rumbo NE-SW.

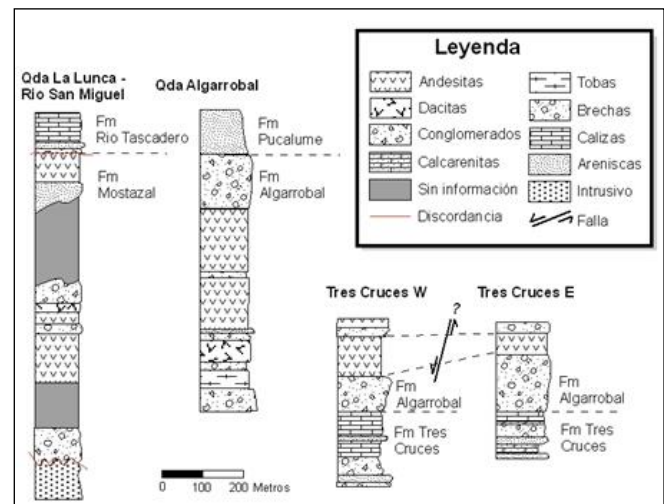


Figura 8. Comparación columnas estratigráficas Fm Algarrobal y Fm Mostazal.

Los dos eventos compresivos mayores que afectan a las rocas que van desde el Triásico Superior hasta gran parte del Cretácico Inferior son la fase Subhercínica de unos 120 a 110 Ma. y la Fase Larámica del Cretácico Superior entre los 80 y 70 Ma. Las direcciones de estos eventos tectónicos coinciden con las estructuras normales medidas en el sector de Tres Cruces y también habrían producido las fallas inversas.

7. Conclusiones

Las similitudes entre las formaciones Algarrobal y Mostazal sugieren que ambas unidades podrían pertenecer a una misma cuenca de depositación en la que se intercalaron eventos de volcanismo y depositación sedimentaria.

En base a datos geoquímicos (Retamal, 2012), es posible argumentar que las lavas jurásicas de las Formaciones Algarrobal y Mostazal poseen signatura diferente de las descritas para la Cordillera de la Costa, a la misma latitud, y que, además, esta signatura es consistente con un probable emplazamiento en ambiente tectónico de trasarco.

Considerando las características continentales de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos que se encuentran sobreyaciendo a los marinos de la Formación Tres Cruces, se estima que estos pertenecen a la Formación Algarrobal y no al Miembro Punta Blanca de la formación Tres Cruces, como fue descrito anteriormente por Letelier (1977).

Estructuralmente predominan las fallas normales de orientación NNW-SSE y NNE-SSW, junto a dos fallas inversas de orientación NE- SW y NNW - SSE, que afectan a los depósitos de la formación Tres Cruces y de la formación Algarrobal, en la Quebrada Tres Cruces.

8. Referencias

- Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C. & Fernández, R. 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25-28°S), northern Chile. *Tectonics* 25. 26 p
- Aguirre & Egert 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa, Provincia de Coquimbo, Instituto de Investigaciones Geológicas Chile, Carta Geológica de Chile. 92 pp. Santiago
- Auboin, J.A.; Borrello, A.V.; Cecione, G.; Charrier, R.; Chotin, P.; Frutos, J.; Thiele, R. & Vicente, J.C. 1973. Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales. *Revue de Géographie Physique et de Geologie Dynamique* 15 (1-2): 11-71, Paris.
- Charrier, R.; Pinto, L. & Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T.; Gibbons, W. (eds.), *The Geology of Chile*, The Geological Society, London, p. 21-114.
- Cox, K.G. 1988. The Karoo Province. MacDougall, J.D. (ed.) *Continental flood basalts*, Kluwer Academic 239-271, Dordrecht.
- Dunham, R.J. 1962 Clasificación de rocas carbonatadas según la textura deposicional. En: Ham, W.E., Ed., *Clasificación de rocas carbonatadas: un simposio*, AAPG, Tulsa, n.º 1, 108-121.
- Dallmeyer, R.D.; Brown, M.; Grocott, J.; Taylor, G. & Treloar, P. 1996. Mesozoic Magmatic and Tectonic events within the Andean plate boundary zone, North Chile: constraints from 40Ar/39Ar Mineral Ages. *Journal of Geology* 104: 19-40.
- Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc basin in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions, Royal Society of London*, A300: 319-335. Londres
- Dedios, P. 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No.16, 65p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago
- Dedios, P. 1978. Cuadrángulo Rivadavia, Región de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile. No. 28, 20pp., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago
- Duncan, R.A.; Hooper, P.R.; Rehacek, J.; Marsh, J.S. & Duncan, A.R. 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research* 102, 18,127-18,138.
- Emparan, C. & Pineda, G. 1999. Área Condoriaco-Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 12, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago
- Folk, R. L. 1959 Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43: 1-38
- Franzese, J. R. & Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270
- Godoy, E. y Lara, L. 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 5-6 escala 1:100.000, Santiago
- Grocott, J. & Taylor, G.K. 2002. Deformation partitioning, magmatic arc fault systems and the emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25-27°S). *Journal of Geological Society* 159: 425- 442, Londres
- Jourdan, F.; Féraud, G.; Bertrand, H.; Kampunzu, A.B.; Tshoso, G., Watkeys, M.K., & Le Gall, B., 2005, Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new 40Ar/39Ar age data. *Geology*, v. 33, 745-748
- Kramer, W.; Siebel, W.; Romer, R.; Haase, G.; Zimmer, M. & Ehrlichmann, R. 2005. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde* 65: 47-68
- Letelier, M. 1977. Petrología, ambiente de depositación y estructura de las formaciones Matahuaco, Las Breas, Tres Cruces (sensu lato) e intrusivos hipabisales permo triásicos, en el área de Rivadavia-Alcohuás, Valle de Elqui, IV Región, Chile. Memoria para obtener el Título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología: 181 pp. Santiago
- Mpodozis, C. 1974. "Geología de la Cordillera de Ovalle, Provincia de Coquimbo, entre los 30°20' Y 30°55' S. Memoria para obtener el título de Geólogo (inédito) Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología: 191 pp. Santiago
- Mpodozis, M. & Cornejo, P., 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería Carta Geológica de Chile No. 68. Santiago
- Mpodozis, C. & Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A.

Reinemud (eds.) *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series 11*: 59-90, Houston.

Nasi, C., Moscoso D., Ramón & Maksaev J., Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile No. 67. Santiago

Oliveros, V.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Fornari, M. & Morata, D. 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 311-330.

Oliveros, V.; Morata, D.; Aguirre, L.; Féraud, G.; Fornari, M. 2007. Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile ($18^{\circ}30'$ – 24° S): Geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile*, Vol 34, N° .2, 209-232. Santiago

Ramos, V.A. 1999a. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes Journal of International Geoscience*, 22 - 3: 183-190

Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot M. & Perrin M. 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science* 258 - 5084: 975-979.

Retamal, L. 2012 "Petrografía y geoquímica de las lavas Jurásicas de la Cordillera de los Andes ($29^{\circ}50'$ - $31^{\circ}00'S$), IV Region de Coquimbo, Chile" Memoria de Título de Geólogo, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra: 62 pp. Concepción.

Rivano, S. & Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile No 69, (1:250.000): 132 pp. Santiago

Scheuber, E. & Andriessen, P.A.M. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault northern Chile. *Journal of Structural Geology* 413: 243-257.

Thiele, R. 1964 "Reconocimiento de la alta cordillera de Elqui". Anales de la facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Universidad de Chile vol.20, 133-197

Uyeda, S & Kanamori, H. 1979. Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. *Journal of Geophysical Research*. 84. 1049 -1061

Uyeda, S. 1982 Subduction zones: An introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*. 81, 133-159,

Vergara, M.; Levi, B.; Nyström, J. & Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of Central Chile. *The Geological Society of America* 107: 1.427-1.440.

Wellkner, D.; Arévalo, C. & Godoy, E. 2006. Geología del área de Freirina-El Morado. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile No. 100. Santiago.