



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

EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA POST-PALEOZOICA DE LA CORDILLERA DE VALLENAR

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

ESTEBAN FIDEL SALAZAR PÉREZ

PROFESOR GUÍA:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CONSTANTINO MPODOZIS MARÍN
MARCELO FARÍAS THIERS
REYNALDO CHARRIER GONZALEZ

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 1070964

SANTIAGO DE CHILE
DICIEMBRE 2012

RESUMEN

El segmento Chileno de los Andes ubicado al este de la ciudad de Vallenar, entre los 28°30' y los 29°S, presenta dos contrastantes estilos estructurales. Por el este, la Cordillera Frontal consiste en bloques de basamento limitados por fallas que alternan con franjas N-S de sucesiones mesozoicas con distintos grados de deformación. Por el oeste, en la Provincia Costera, solo afloran sucesiones del Mesozoico superior con una deformación de suaves pliegues de longitud de onda kilométrica. Paralelamente, las sucesiones mesozoicas también presentan una variación en sentido E-O caracterizada por cambios en su espesor y en litología.

Estudios estructurales y estratigráficos realizados en este trabajo indican que las variaciones laterales en la estratigrafía mesozoica están ligadas al desarrollo de una serie de hemigrabenes abiertos hacia el oeste que acomodan sucesiones continentales y sedimentarias entre el Triásico y el Cretácico Inferior. Las arquitecturas estratigráficas de los rellenos de estas cuencas responden a las geometrías producidas por el arreglo espacial y evolución estructural de las fallas normales de borde. Los principales sistemas de fallas de borde de estas cuencas se ubican a lo largo de heterogeneidades del el basamento paleozoico. El Cretácico Superior marca una etapa de tectónica compresiva evidenciada por la inversión tectónica de estas cuencas extensionales por medio de la reactivación inversa de las fallas de borde. Esta deformación produce un acortamiento del 5,7 % (3,6 km) y un transporte tectónico hacia el oeste que induce el alzamiento relativo de la Cordillera Frontal por sobre el Dominio Costero. Sincrónico a esta deformación se acumulan potentes secuencias volcánicas en el Dominio Costero que, consecuentemente, se acuñan hacia el este contra el margen occidental de la Cordillera Frontal, aquí referido como Frente Cordillerano. A partir del Eoceno se identifica un nuevo período de deformación compresiva marcado por la progresiva inversión tectónica de las cuencas extensionales mesozoicas por medio de la generación de fallas de "short-cut" y de "bypass" que cortan a las fallas normales mesozoicas. Los menores manteos de estas fallas producen un acortamiento que alcanza el 8,6% (5,2 km), acumulándose un acortamiento total mínimo de 13,7% (8,9 km) para el área de estudio. Estas fallas también tienen una vergencia oeste y se ubican en el Frente Cordillerano, cuya ubicación corresponde a un cambio litológico mayor en el basamento paleozoico.

Estos resultados muestran que las discontinuidades en el basamento controlan la localización de los principales sistemas de fallas mesozoicos y cenozoicos, así como la arquitectura extensional mesozoica controla la imposición de un estilo estructural de inversión tectónica para esta parte de los Andes.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a mis padres, a la Javi por su incondicional apoyo y paciencia a lo largo de este larguísimo proceso de redacción, re-redacción y re-re-redacción. Gracias a todos los compañeros que compartieron conmigo muchas experiencias, preguntas y música a lo largo de la carrera. Gracias a los profes, que en su completa entrega por el desarrollo del conocimiento siempre están ahí respetando los compromisos adquiridos con sus estudiantes. Gracias también a mis colegas del SERNAGEOMIN, que siempre me apoyaron y estimularon a que terminara pronto la tesis. Gracias también al Warrior y al Marco, excelentes compañeros, e invaluable aporte en terreno. Por último, muchas gracias a todo el cuerpo administrativo del departamento que siempre estuvo del lado de los estudiantes.

TABLA DE CONTENIDOS

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Presentación del Problema	1
1.2	Hipótesis.....	3
1.3	Objetivos	3
1.3.1	Objetivo general.....	3
1.3.2	Objetivos específicos.....	4
2	GENERALIDADES	4
2.1	Marco Tectónico.....	4
2.2	Marco Geológico	7
3	ESTRATIGRAFÍA.....	7
3.1	Basamento Paleozoico	9
3.1.1	Complejo Metamórfico El Tránsito (Ribba, 1985).....	10
3.1.2	Esquistos de Quebrada Seca (Ribba, 1985).....	13
3.1.3	Estratos del Cerro Bayo	14
3.1.4	Gneises de la Pampa (Ribba, 1985).....	18
3.1.5	Tonalitas de anfíbola y Monzogranitos de muscovita del Pérmico: plutones Chancoquín, La Titora, Sierra del Tatul y Cerro Bayo.....	19
3.1.6	Milonitas del Portillo (Ribba, 1985).....	21
3.1.7	Monzogranitos de biotita y granodioritas de muscovita: plutones Dadín y La Pampa (Ribba et al., 1988)	22
3.2	Mesozoico	22
3.2.1	Triásico Medio - Jurásico Medio.....	24
3.2.2	Jurásico Superior	45
3.2.3	Cretácico Inferior.....	55
3.2.4	Cretácico Superior	60
3.3	Unidades Intrusivas Andinas	68
3.3.1	Cretácico Superior: Complejo Plutónico Los Morteros (Arévalo et al, 2009)	69
3.3.2	Paleoceno	69
3.3.3	Eoceno	73
4	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	76
4.1	Introducción	76
4.2	Fallas que involucran basamento.....	78
4.3	Fallas que no involucran basamento.....	88
4.4	Del inicio de la Inversión tectónica	94

5	DISCUSIONES	96
5.1	Evolución Tectonoestratigráfica.....	96
5.2	Modelo Estructural.....	108
5.2.1	Cretácico Superior - Paleoceno Inferior	110
5.2.2	Eoceno Superior - Presente.....	110
5.3	Rol del basamento en la deformación	111
6	CONCLUSIONES	113
7	REFERENCIAS	116

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación del Problema

La Cordillera de los Andes a la latitud de Vallenar, se destaca por afloramientos de grandes bloques de basamento cristalino, expuestos gracias a una profunda incisión fluvial, en secciones que alcanzan hasta casi los 3000 metros de exposición vertical. Los bloques de basamento constituyen franjas elongadas NS que se alternan con franjas de rocas estratificadas mesozoicas las cuales se encuentran en contacto por fallas de alto ángulo o bien los cubren en discordancia de erosión (Reutter, 1974; Nasi et al., 1990; Ribba et al., 1988; Moscoso et al., 2010).

Estos bloques alzados, compuestos principalmente por complejos pluto-volcánicos del Paleozoico superior-Triásico, constituyen parte de un elemento morfológico y tectónico que se puede seguir de manera continua hacia el este y sur, y atraviesan la frontera chileno-argentina a los 31°S formando parte de la provincia geológica de la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza, (Caminos, 1979; Jordan et al., 1983), nomenclatura también empleada para su extensión en Chile, en la zona de Vallenar, por Moscoso y Mpodozis (1988).

Aunque la estratigrafía de las unidades sedimentarias del Triásico y Jurásico de los valles de los ríos Tránsito y del Carmen ha sido analizada desde larga data (i.e. Zeil, 1958; von Hillebrandt, 1973; Biese, 1942; Barthel, 1958), la falta de dataciones radiométricas de alta resolución (ver Moscoso et al., 2010) no ha permitido precisar hasta la fecha la estratigrafía de las secuencias volcánicas ni la edad de las unidades plutónicas, lo cual explica que el conocimiento de la evolución tectónica de la zona se encuentre aún en estado preliminar.

Los primeros trabajos estructurales en esta zona (Reutter, 1974; Godoy y Davidson, 1976) interpretaron estas franjas de basamento como pilares tectónicos en compresión ("horst en compresión"), alzados por fallas inversas de alto ángulo bivergentes, por sobre la cobertura mesozoica (figura 1a). Posteriormente, Moscoso y Mpodozis (1988) extendieron la interpretación estructural de Godoy y Davidson (1976) sugiriendo que la tectónica regional presenta, en esta zona de los Andes, un estilo de deformación de piel gruesa de tipo larámica similar a las descritas en las Sierras Pampeana (Jordan et al., 1983; Jordan y Allmendinger, 1986) donde los "pilares en

compresión" corresponderían, en parte a anticlinales de basamento cabalgados sobre la cobertura estratificada por fallas inversas debido a eventos de compresión ocurridos entre el Cretácico Inferior alto y el Mioceno.

En contraste con la situación descrita, al oeste de Alto del Carmen, la Cordillera de Vallenar está formada por rocas estratificadas, sedimentarias y volcánicas de edad cretácica, intruidas por complejos plutónicos del Cretácico Tardío (Arévalo et al., 2009) que presentan una leve deformación de piel delgada o "thin skinned". Este contrastante estilo estructural llevó a Moscoso y Mpodozis (1988) a definir una "Provincia Tectónica Costera", la que se ubicaría directamente al oeste de la Cordillera Frontal, y que, tal como la primera, se habría deformado entre el Cretácico Inferior alto y el Mioceno. Moscoso y Mpodozis (1988), indicaron que el borde occidental de la Cordillera Frontal correspondería al núcleo de un anticlinal de bloque colgante ligado a una falla ciega en el basamento de vergencia oeste (figura 1b).

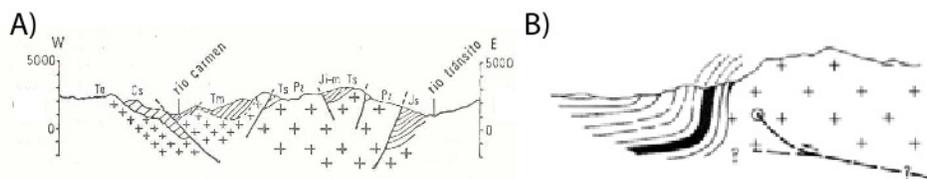


Figura 1. A) Perfil estructural entre los ríos Tránsito y Carmen (mod. Godoy y Davidson, 1976). B) Modelo estructural para el margen occidental de la cordillera frontal a los 28°45' (mod. Moscoso y Mpodozis, 1988).

Estudios recientes sugieren que la historia mesozoica extensional es fundamental en el desarrollo posterior y construcción actual del orógeno en los Andes del norte de Chile (ejemplo, Mpodozis et al., 2005; Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2012). La herencia estructural relacionada con las geometrías extensionales desarrolladas entre el Triásico y el Cretácico Inferior controlaría los mecanismos de acomodación del acortamiento cortical relacionado con la orogenia andina. En este contexto, los estilos estructurales asociados a inversión tectónica debiesen ser considerados a la hora de analizar la evolución tectónica de la región.

En la cordillera de Vallenar, se ha sugerido que los depósitos triásicos habrían sido acomodados en cuencas extensionales (Reutter, 1974; Bell y Suarez, 1994). Estudios en zonas aledañas también han identificado el desarrollo de importantes depocentros extensionales también durante el Jurásico (Martínez et al., 2012) y el Cretácico Inferior (Mourgues, 2007). Por lo tanto, gran

parte de los depósitos mesozoicos de la cordillera de Vallenar podrían también corresponder al relleno de depocentros extensionales posteriormente invertidos durante la orogenia andina. Cualquier modelo que intente explicar la historia geológica de la región debiese considerar modelos que involucren deformación de escama delgada y gruesa, así como extensión–compresión sobreimpuesta e inversión tectónica.

Este trabajo de tesis busca, a partir de estudios clásicos de estratigrafía, geología estructural y regional, entender la relación que existe entre la arquitectura de los depósitos mesozoicos y la tectónica compresiva que se sobreimpone en esta región de la Cordillera de Vallenar. Además se busca entender la relación estructural entre el basamento y la cobertura en la región.

1.2 Hipótesis

La evolución tectónica de la región de Vallenar está íntimamente ligada con procesos extensionales ocurridos durante el Mesozoico. La arquitectura extensional heredada de estos procesos juega un rol de primer orden en la acomodación de la deformación compresiva que afecta la región a partir del Cretácico Tardío. En este contexto, la configuración actual de este segmento de los Andes Centrales debiera ser explicada a partir de modelos estructurales que consideren arreglos estructurales extensionales con deformación compresiva sobreimpuesta, es decir, modelos estructurales clásicos de inversión tectónica.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo general de esta tesis es comprender la relación entre la arquitectura de los depósitos mesozoicos y la tectónica compresiva sobreimpuesta que permita proponer un modelo para la evolución tectono-sedimentaria de esta región de la Cordillera de Vallenar.

1.3.2 Objetivos específicos

- Revisar y refinar la estratigrafía mesozoica y su cronología.
- Estudiar la geometría de los depocentros mesozoicos y las estructuras asociadas a su formación.
- Comprender la relación entre las unidades de basamento paleozoico y la cobertura mesocenoica de la región.
- Reconocer y caracterizar la deformación asociada con las principales estructuras geológicas presentes en el área.
- Restringir la cronología de los eventos de deformación.

2 GENERALIDADES

2.1 Marco Tectónico

La Cordillera de los Andes constituye un rasgo morfológico mayor que se extiende de manera continua por más de 7000 km a lo largo del margen occidental de América del Sur. A lo largo de este margen activo se observan variaciones longitudinales tanto en la geometría placa subductada como en la placa continental (en el estilo de deformación, en el magmatismo y en rasgos morfológicos) que permiten subdividirla en segmentos que presentan una evolución geodinámica particular (Jordan et al., 1983). El ángulo de subducción de la placa de Nazca a lo largo de los Andes es cercano a los 30°, sin embargo, entre los 27° y 33° de latitud sur el ángulo de la zona de Benioff, a partir de los 150 kms de profundidad, no supera los 10° de inclinación (figura 2 B; Barazangi y Isacks, 1976). Este segmento de subducción plana, definido como "Segmento de subducción plana de Chile Central" (Barazangi y Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Gutcher et al., 2000) y referido como "segmento de subducción plana Pampeano" Por Ramos et al. (2002), se caracteriza por no presentar volcanismo activo, por la ausencia de un valle longitudinal que separe la cordillera Frontal de la Cordillera de la Costa, como ocurre en el resto de los Andes

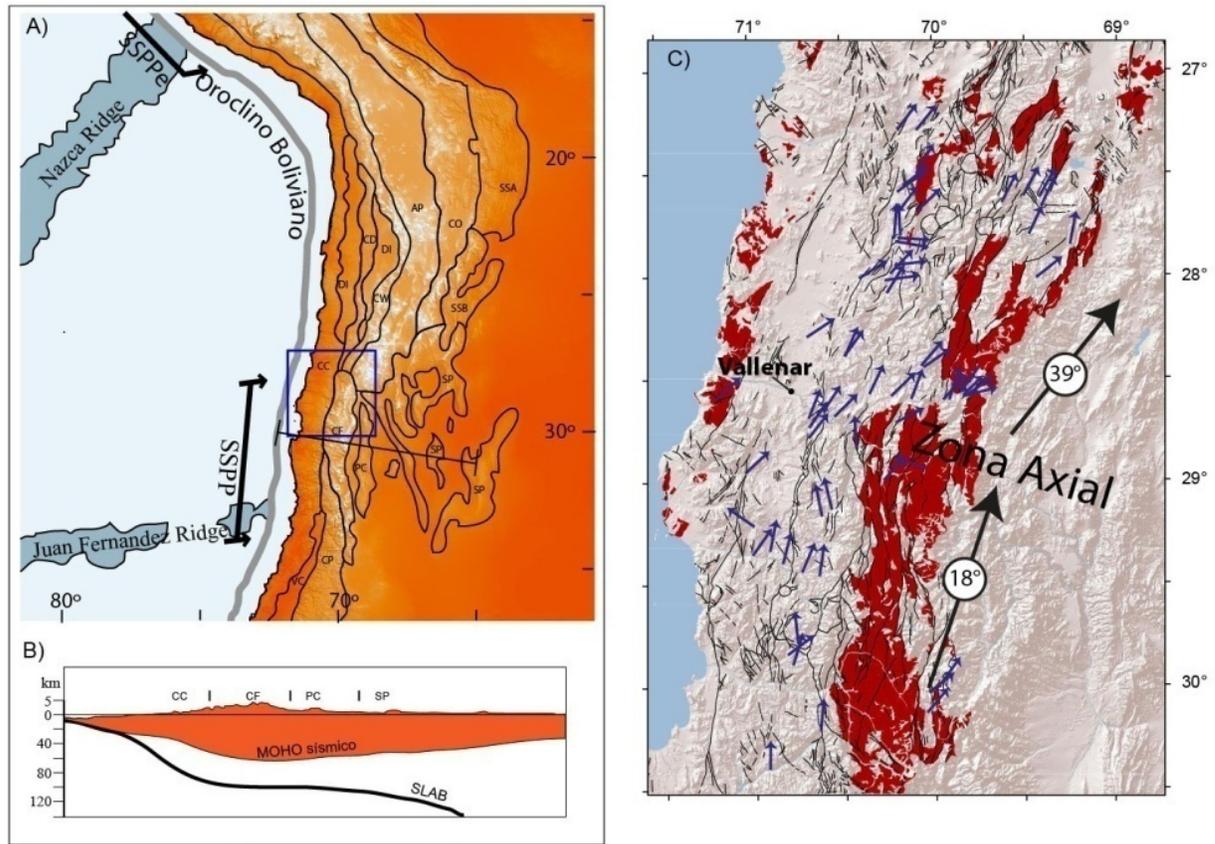


Figura 2. A) Principales rasgos morfoestructurales de los Andes Centrales. SSPPe: Segmento de subducción plana peruano; SSPCh: Segmento de subducción plana de Chile Central; Flechas gruesas: dirección de convergencia. CC: Cordillera de la Costa; CP: Cordillera Principal; CF: Cordillera Frontal; VC: Valle Central; SP: Sierras Pampeanas; PC: Precordillera; SSB: Sierras de Santa Bárbara; AP: Altiplano; CW: Cordillera Occidental; DI: Depresiones Itramontanas; CD: Cordillera de Domeyko; DI: Depresión intermedia; CO: Cordillera Oriental; SSA: Sierras Subandinas.; Cuadro azul: Segmento mostrado en C; Línea negra fina: Perfil cortical en B. B) Espesor cortical para el SSPP (mod. de Fromm et al., 2004) C) Oroclino de Vallenar. En rojo: Basamento Paleozoico. Flechas azules: Vectores paleomagnéticos (Mod. Arriagada et al., 2009).

Chilenos, y por presentar en el ante-país una tectónica de piel fina (Precordillera Argentina) con tectónica de bloques de basamento hacia el este (Sierras Pampeanas Argentinas) (figura 2A; Jordan et al., 1983).

La zona norte de este segmento coincide con un cambio en la orientación general de las fallas de basamento desde NS, al sur de Vallenar, a NE, al norte (figura 2C). Este cambio se ve también reflejado en la rotación de vectores paleomagnéticos, con valores cercanos a 18° en sentido horario al sur de Vallenar, y de 39° en sentido horario al norte de Vallenar (figura 2C), medidos

en rocas de edades mesozoicas al Eoceno-Oligoceno, siendo definido como el Oroclino de Vallenar (Arriagada et al., 2009). Su zona axial se ubica a la latitud del valle del Huasco con un azimut de 119° aproximadamente (figura 1C).

El sector Chileno de la Cordillera de los Andes en la zona axial del Oroclino de Vallenar está compuesto de dos unidades morfoestructurales: La Cordillera Frontal al este y la Cordillera de la Costa al oeste (figura 2A y B). La estructura interna de la Cordillera Frontal chilena incluye una serie de pilares de basamento en compresión limitados por fallas inversas de alto ángulo y que, en planta, constituyen franjas de orientación N-S a NNE-SSW (Godoy y Davidson, 1976; Moscoso y Mpodozis, 1988). En contraste, la Cordillera de la Costa por su parte presenta una deformación de piel fina y de pliegues suaves de gran longitud de onda (Moscoso y Mpodozis, 1988).

El área de este estudio se ubica en el valle del Huasco, al este de Vallenar, Región de Atacama, (figura 3). Corresponde a un polígono irregular cuyo borde occidental se ubica a 13 km al este de Vallenar y el oriental a 40 km. de la frontera con Argentina. Su límite norte se ubica en la Quebrada las Máquinas y el sur se ubica a la altura de la Quebrada del Ají, alcanzando así un área de 3360 Km cuadrados.

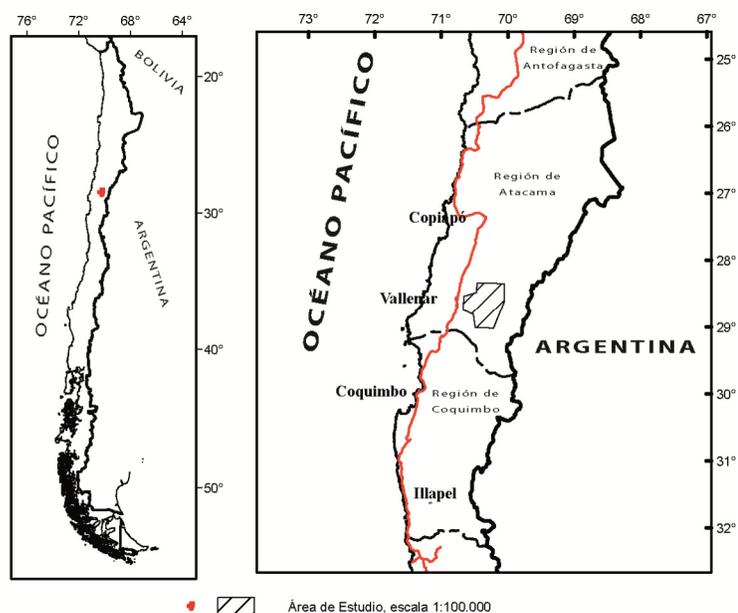


Figura 3. Ubicación del Área de Estudio

2.2 Marco Geológico

La zona de estudio incluye dos dominios geológicos mayores del orógeno andino a la latitud del segmento de subducción plana de Chile Central, la Cordillera de la Costa, por el oeste, y la Cordillera Frontal, por el este. Estos dominios evidencian marcadas diferencias en su estratigrafía y estilo de deformación (Moscoso y Mpodozis., 1988).

El segmento de la Cordillera de la Costa que aflora en el área de estudio se compone de rocas estratificadas mesozoicas intruidas por extensos plutones del Cretácico Superior al Paleoceno (figura 4). Las rocas más orientales corresponden a una serie volcánica andesítica que, en base a correlaciones estratigráficas, ha sido asignada a la Formación Punta del Cobre (Arévalo et al., 2009) asignándole una edad jurásica superior. Sobre ésta se apoya en discordancia una secuencia calcárea (Grupo Chañarcillo Arévalo et al., 2009). Estos depósitos se encuentran limitados hacia el este por una importante falla regional de disposición vertical y rumbo N-S (falla Agua de los Burros; figura 4). Esta falla ha sido interpretada como de carácter normal y vergencia al este, donde habría acomodado los casi 4000 metros de rocas volcánicas y volcanoclásticas datados en U-Pb en circones en 73 Ma (Arévalo et al., 2009) que constituyen el bloque oriental y que han sido asignados a la Formación Cerrillos (Arévalo et al., 2009). Estas rocas están intruidas por extensos complejos plutónicos de orientación N-S del Cretácico Superior y Paleoceno Inferior (Complejos plutónicos Pie de Gallo y Los Morteros; Arévalo et al., 2009). La deformación que afecta a este dominio corresponde a una tectónica de escama delgada que produce suaves pliegues de longitud de onda kilométrica que se habría producido durante el Cretácico Inferior tardío al Superior (Moscoso y Mpodozis, 1988).

El segmento de Cordillera Frontal que aflora en el área se caracteriza por presentar extensos afloramientos de basamento paleozoico separados por franjas de orientación N-S a N-E de rocas mesozoicas estratificadas y por estar intruido por numerosos plutones de edad eocena (Ribba, 1985; figura 4). El basamento paleozoico se constituye de rocas metamórficas (Complejo Metamórfico el Tránsito y Esquistos de Quebrada Seca; Ribba et al., 1988) de edad pre-pérmica (Álvarez et al., 2011). Estas rocas son intruidas por extensos plutones graníticos de grano grueso con edades radiométricas en U-Pb y K-Ar que abarcan del Pérmico al Triásico Inferior (Ribba, 1985; Pankhurst et al., 1996) y que han sido asignados a las unidades Guanta, Cochiguás y Colorado (Ribba, 1985). Sobre este basamento se apoya en discordancia erosiva, en el sector

Bajociano (von Hillebrandt, 1973). Sobre la Formación Lautaro aflora una serie volcánica piroclástica y efusiva, de composición intermedia a ácida definida como Formación Picudo, a la que se le asigna, en base a correlaciones estratigráficas, una edad jurásica superior (Reutter, 1974).

En el sector occidental del dominio, sobre la Formación San Félix, se apoya una secuencia volcánica intermedia definida informalmente como los Estratos del Verraco (Ribba, 1985) a los cuales, en base a fauna fósil y posición estratigráfica Nasi et al. (1990) le asigna una edad triásica superior-jurásica. Sobre estas rocas se apoya una serie volcánica que incluye paquetes sedimentarios y que, en base a correlaciones estratigráficas, han sido asignados a la Formación Cerrillos (figura 4), atribuyéndoles una edad cretácica (Reutter, 1974; Ribba, 1985).

El estilo de deformación descrito para este dominio es el de una deformación tipo “pilares y zanjas” donde bloques elongados de basamento, de orientación N-S, son alzados por fallas inversas de alto ángulo y cabalgados sobre franjas de cobertura mesozoica (Godoy y Davidson, 1976) durante el Oligoceno-Mioceno (Moscoso y Mpodozis, 1988).

3 ESTRATIGRAFÍA

Las unidades geológicas que afloran en el valle del Tránsito corresponden a una serie de secuencias sedimentarias y volcano-sedimentarias mesozoicas que se desarrollan sobre una discordancia erosiva de carácter regional, que las pone en contacto con un basamento paleozoico heterogéneo y mayormente cristalino. Estas unidades son intruidas por numerosos plutones con edades entre el Cretácico Superior y el Eoceno.

3.1 Basamento Paleozoico

El zócalo Paleozoico del valle del Tránsito aflora en dos franjas alargadas de orientación NNE en el sector sureste del área de estudio (figura 6). Está conformado por 5 extensos plutones

tonalíticos a monzograníticos del Permo-Triásico que intruyen a 4 unidades metamórficas y 1 volcánico-sedimentaria. (figura 5).

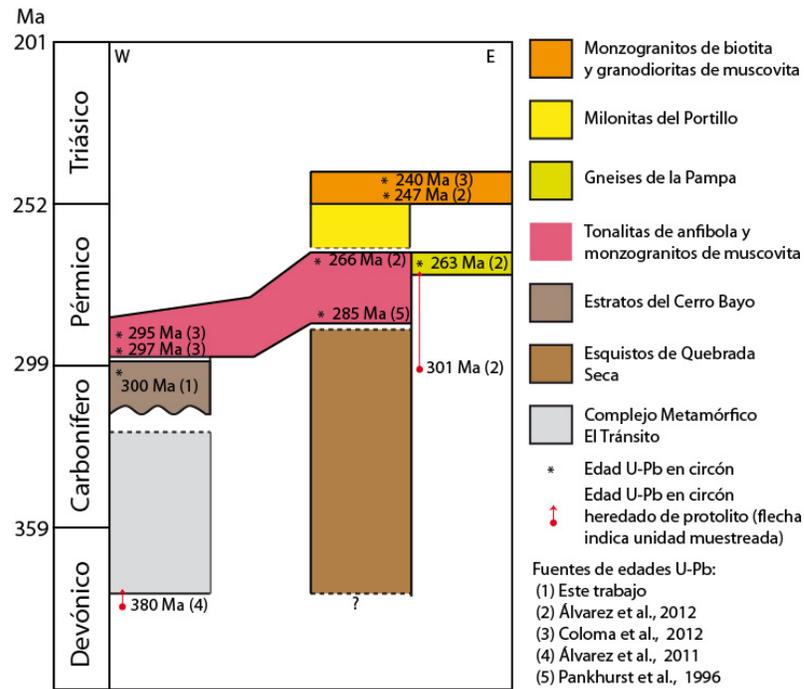


Figura 5. Cuadro crono-estratigráfico para las unidades que conforman el basamento.

3.1.1 Complejo Metamórfico El Tránsito (Ribba, 1985)

El Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT) aflora a lo largo del valle del Tránsito, entre las localidades de Alto del Carmen y El Tránsito, como un gran cuerpo de 64 Km cuadrados y, en el fondo del valle del río Carmen entre las localidades de San Félix y Alto del Carmen, como una franja noreste de 6 Km de largo por 1,5 Km de ancho (figura 6). El CMT es intruido por la Unidad Cerros los Dos José (figura 7), se encuentra cubierta en discordancia de erosión por la Formación San Félix y los Estratos del Cerro Bayo y en contacto por intrusión en algunos sectores, y por falla en otros, con el Plutón Chancoquín (figura 6).

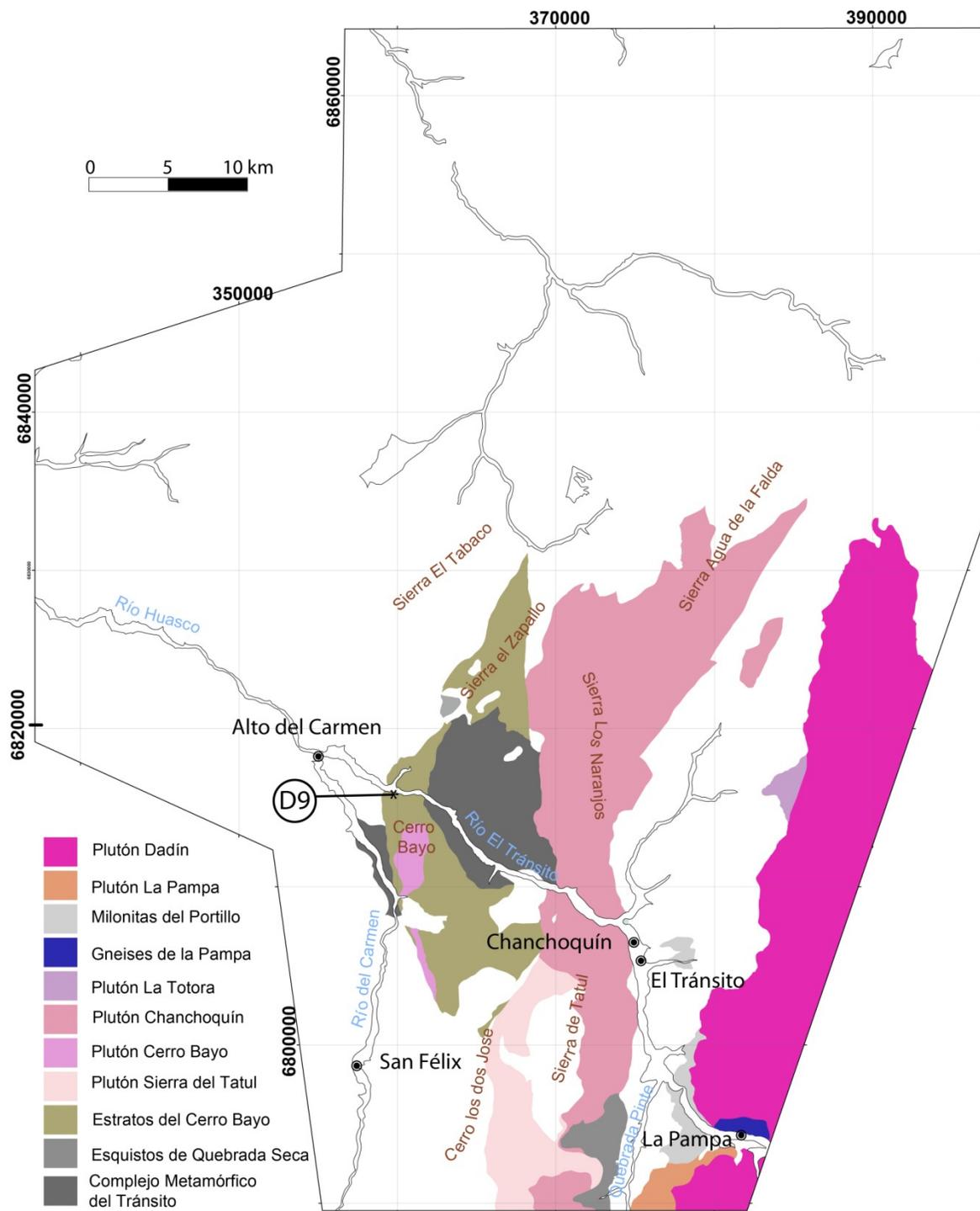


Figura 6. Distribución de afloramientos del Basamento Paleozoico. D9 indica ubicación de muestra datada por U-Pb en circones (Ver sección 3.1.3).

Se compone de metabasitas, esquistos cuarzo-micáceos, esquistos nodulares de albita, cuarcitas y mármoles. La composición geoquímica de las metabasitas indica como protolito a basaltos de

fondo oceánico y/o toleíticos (Ribba et al., 1988), mientras que los esquistos cuarzo-micáceos, bajo consideraciones geoquímicas y texturales, poseen un protolito afín con rocas sedimentarias poco evolucionadas del tipo grauvacas o arcosas, derivadas de la erosión de rocas ígneas intermedias a ácidas (Ribba et al., 1988). En su estructura interna se pueden apreciar dos foliaciones a distintas escalas asociables a dos eventos de deformación (Ribba et al., 1988), el primero está marcado por una foliación de fábrica penetrativa (S1) que miente hacia el este, al oeste de la Quebrada La Marquesa, y hacia el oeste al este de ésta. Este cambio en el manto describe pliegues internos tipo kink cuyos planos axiales conforman otra foliación (S2) de disposición vertical y rumbo NS.

Ribba et al. (1988) le atribuyen al CMT, a partir de una serie de errorcronas en Rb/Sr, una edad de metamorfismo carbonífera, de entre 304 ± 40 y 335 ± 20 Ma. También obtiene otras errorcronas en Rb/Sr con edades de 261 ± 62 y 277 ± 40 Ma y edades K-Ar en muscovitas que van desde los 229 ± 6 Ma a los 238 ± 10 Ma, las que atribuye a una apertura del sistema isotópico producida por la intrusión de los plutones triásicos. Sin embargo, la alta dispersión de los datos (MSWD: 22,7 - 602,4) hace cuestionable esta interpretación. Una restricción válida para la edad del CMT es una edad U-Pb en circonón obtenida en el Plutón Chancoquín de $285 \pm 1,5$ Ma (Pankhurst et al., 1996), la que es compatible con una edad U-Pb en circones de $300,8 \pm 4,6$ Ma obtenida en este trabajo en los Estratos del Cerro Bayo (ver más adelante) que cubren al CMT en discordancia erosiva. Por otro lado, Álvarez et al., (2011) obtiene circones detríticos en los esquistos cuarzo-micáceos del CMT que llegan hasta los ca. 380 Ma, por lo que el rango de edad posible para el metamorfismo del CMT estaría entre los ca. 380 Ma y los $300,8 \pm 4,6$ Ma (figura 5).

Esta unidad, dada la naturaleza y las relaciones de contactos de las facies que la componen, ha sido interpretada por Ribba (1988) como una asociación petrotectónica de prisma de acreción, asociado a una zona de subducción activa durante finales del Carbonífero en el margen suroccidental de Sudamérica, la que sería responsable del intenso plutonismo calco-alcalino representado en la Superunidad Elqui (Mpodozis y Kay, 1990).

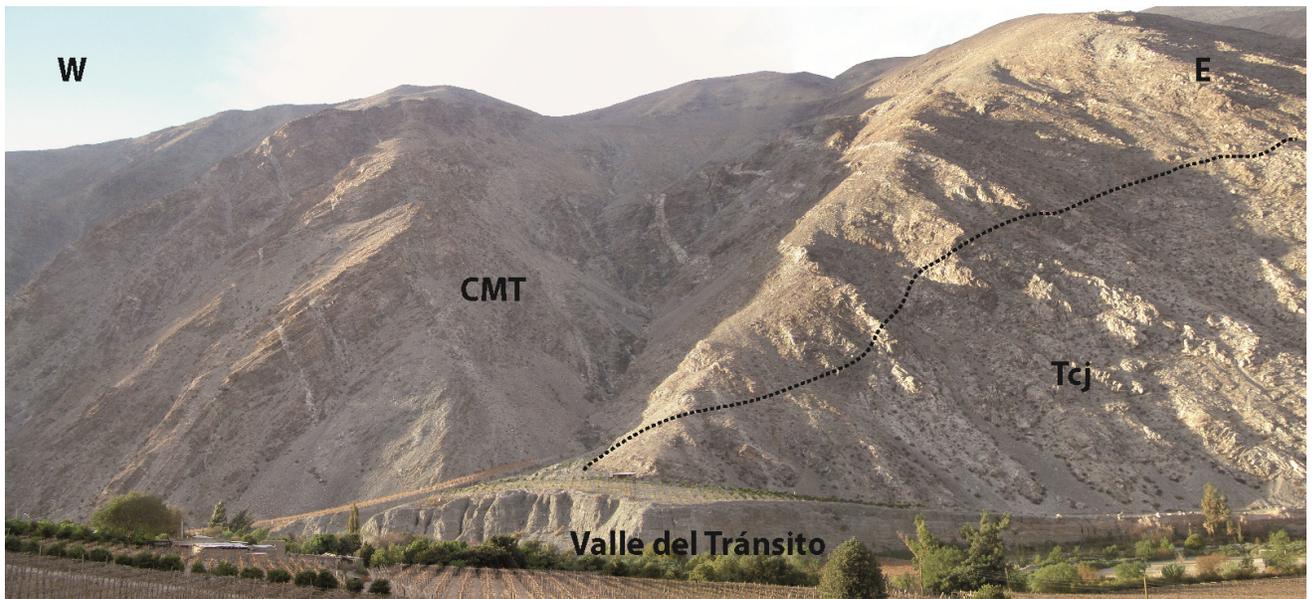


Figura 7. CMT intruido por la unidad Cerro los Dos José en la ladera norte del valle del Tránsito.

3.1.2 Esquistos de Quebrada Seca (Ribba, 1985)

Esta unidad fue descrita por primera vez, en la Quebrada homónima al este de la Quebrada Pinte (figura 6) como una unidad informal por Ribba (1985). Luego, Ribba et al. (1988) la consideran como parte del CMT. En este trabajo se vuelve a considerar como una unidad aparte dado que presenta un mayor grado de metamorfismo evidenciado por la presencia de zonas migmatíticas granatíferas. Consiste en esquistos cuarzo-micáceos que presentan sectores migmatíticos con segregación de cuarzo y un melanosoma rico en anfíbola (figura 8). Los esquistos presentan textura lepidoblástica marcada por grandes cristales de muscovita y bandas de cuarzo entrecrecidos y, subordinadamente, albita, clorita, biotita y granate. Las migmatitas presentan en el leucosoma cúmulos de fenocristales centrimétricos de muscovita.

Los esquistos presentan una foliación penetrativa de rumbo N-S y manteo al este entre 20° y 45°. Se encuentran en contacto por falla con la Formación Picudo por el este y son intruidos por los plutones Sierra del Tatul y Chancoquín por el oeste. La edad de esta unidad se encuentra solo acotada inferiormente por la edad de cristalización del Plutón Chancoquín (figura 5), datado en U-Pb en circones en $285 \pm 1,5$ Ma (Pankhust et al., 1996).

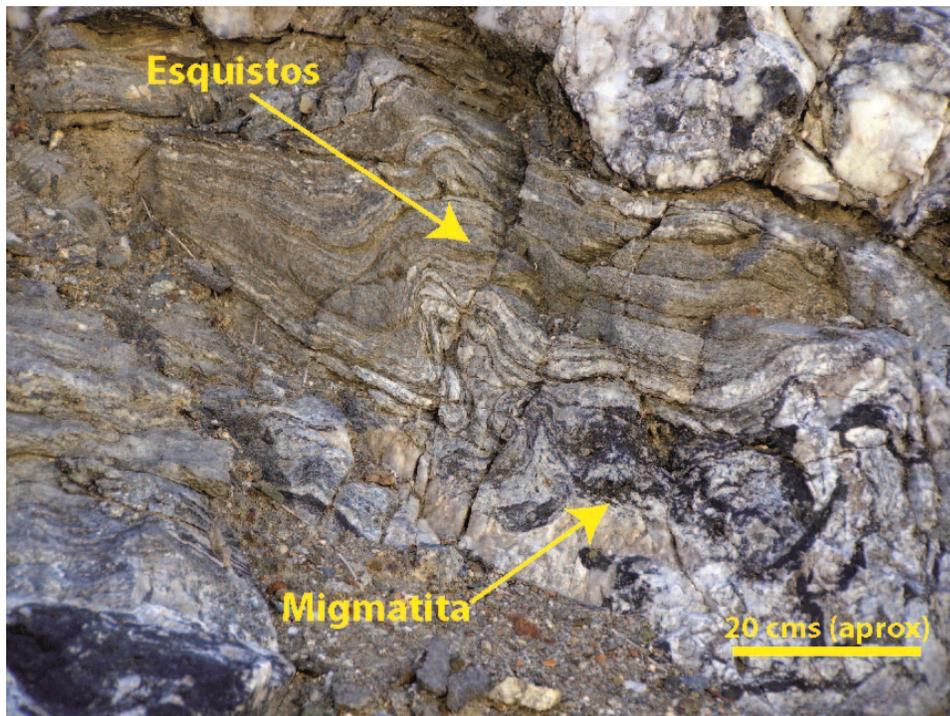


Figura 8. Afloramiento de Los Esquistos de Quebrada Seca en la Quebrada del Ají.

3.1.3 Estratos del Cerro Bayo

Los Estratos del Cerro Bayo corresponden a una secuencia compuesta por conglomerados, andesitas, brechas andesíticas y riolitas de hasta 1500 m de espesor que aflora como una franja N-S que se extiende de manera continua desde el Cerro Bayo, por el sur, hasta la Quebrada del Tabaco, por el Norte (figura 6). Esta unidad se apoya en discordancia sobre el CMT, es intruida por el Plutón del Cerro Bayo y es cubierta en discordancia por la Formación San Félix (Triásico Medio). Dada la similitud litológica que presentan las secciones sedimentarias y volcánicas de esta unidad con las Formaciones San Félix y La Totora respectivamente (ambas de edad triásica) es que trabajos previos (Reutter, 1974; Ribba, 1985; Moscoso et al., 2010) consideraron dichos niveles como repeticiones tectónicas de estas unidades mesozoicas infiriendo una intrincada estructura de anticlinales y sinclinales apretados para el sector de Cerro Bayo y Quebrada del Tabaco.

En este trabajo se reconoció una relación por intrusión del plutón de Cerro Bayo, datado en 297,1±5 Ma (Coloma et al., 2012), y la disposición de la Formación San Félix en discordancia

erosiva sobre los Estratos de Cerro Bayo. Estas relaciones indican que estos depósitos corresponden más bien a una unidad de edad paleozoica (figura 5), por lo que en este trabajo se definen informalmente como Estratos del Cerro Bayo.

De base a techo esta unidad se compone de una secuencia basal de ortoconglomerados y areniscas conglomerádicas cuarcíferas con clastos de esquistos, andesitas y granitoides (figura 9B) que puede alcanzar los 400 mts de espesor y que afloran en el Cerro Bayo y en la Quebrada del Zapallo. Sobre éstas se disponen 500 mts de andesitas ricas en plagioclasa de textura traquítica y tobas brechosas dacíticas a andesíticas (figura 9A) en las que se intercalan, en la sierra del Zapallo, estratos decamétricos de Paraconglomerados brechosos, de matriz arcósica-lítica y clastos andesíticos con niveles de arenicas arcósicas líticas de grano medio.

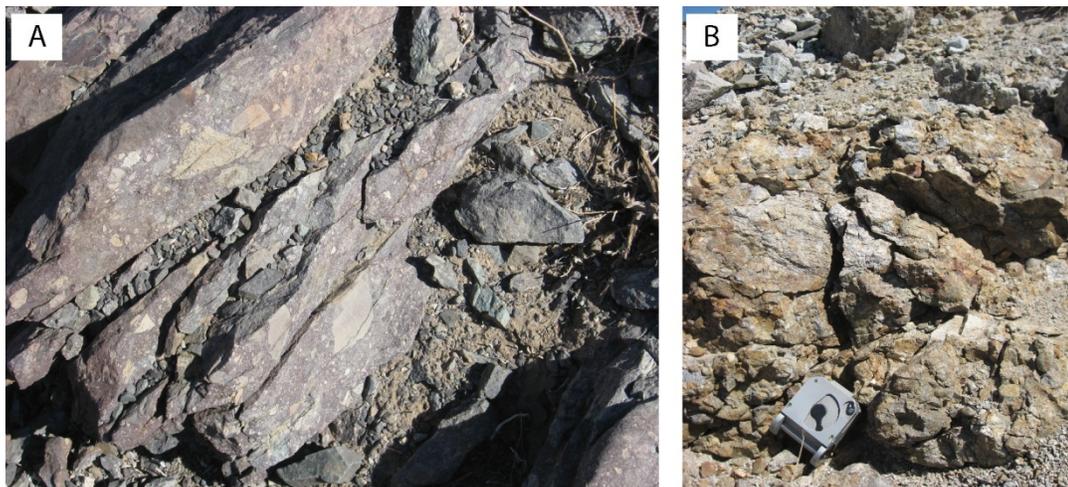


Figura 9. A) Tobas de lapilli andesíticas de los Estratos del Zapallo que afloran en el Cerro Bayo. B) Conglomerados basales de los Estratos del Zapallo que afloran en el cerro Bayo.

La sección superior de esta unidad corresponde a 600 m de riolitas a riodacitas porfíricas con fenocristales de cuarzo y plagioclasa (figura 10) intercaladas con tobas de lapilli riolíticas con ojos de cuarzo.

En este trabajo se obtuvo una muestra para datación U-Pb en circones correspondiente a una riodacita porfírica (muestra D9; figura 10) recolectada en la sección superior de esta unidad que aflora en la ladera sur del valle del Tránsito (figura 6). Los análisis fueron realizados por el Dr.

Víctor Valencia en la Universidad de Arizona donde se realizó la datación por LA-ICPMS de 50 granos individuales (Tabla 1; figuras 11 A y B). Estos resultados arrojaron una edad de $300,8 \pm 4,6$ Ma (figura 11), por lo que a esta unidad se le asigna una edad carbonífera superior compatible con la cota máxima de edad para el CMT (380 Ma; Álvarez et al., 2011), al que cubre en discordancia.

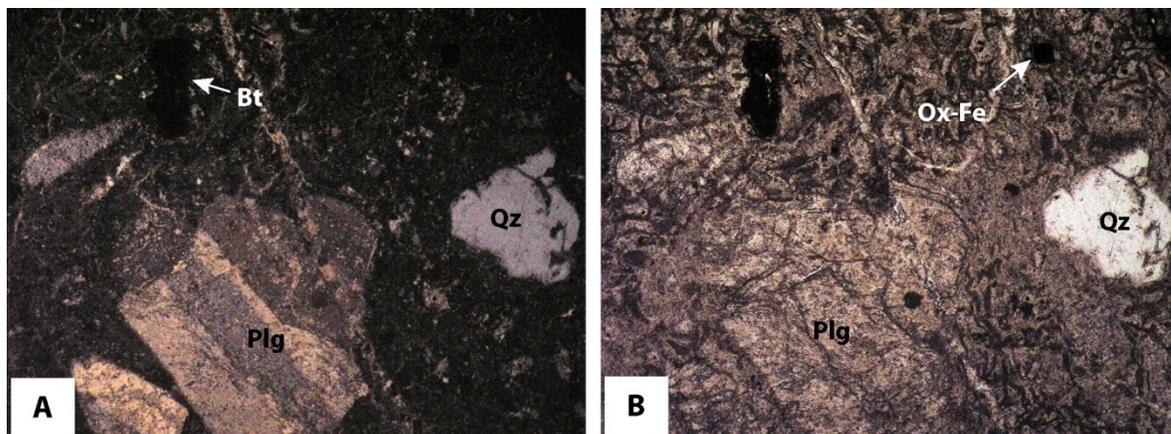


Figura 10. Cortes transparentes de muestra D9 tomada al pie del cerro Bayo. A) nicoles cruzados. B) *Nicoles* paralelos. Plg: Plagioclasa; Qz: Cuarzo; Bt: Biotina oxidada; Ox-Fe: Oxido de Hierro primario.

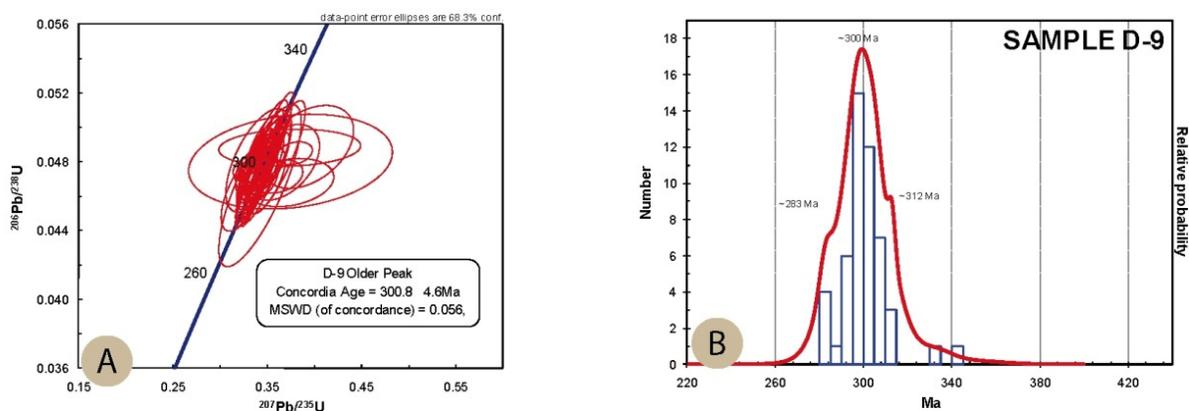


Figura 11. Análisis LA-ICP MS de U-Pb en circón de la muestra D-9 perteneciente a los Estratos del Cerro Bayo. A) Concordia los análisis realizados sin considerar dos edades anómalas de 344 y 333 Ma. B) Histograma de todos los análisis realizados.

Analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± (%)	error corr.	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± (Ma)	
D9-17	204	872	1.7	0.00603	76.9	0.00092	6.1	4.7	2182.7	5.9	0.3
D9-19	393	29768	1.7	0.32478	2.5	0.04479	1.4	6.2	311.0	282.5	3.8
D9-17a	197	13844	2.2	0.31928	2.9	0.04484	0.9	7.1	269.5	282.8	2.5
D9-26	388	26340	1.7	0.33091	4.0	0.04495	3.0	10.1	345.5	283.0	7.3
D9-20	786	54004	1.1	0.32351	3.3	0.04520	2.6	8.2	281.4	285.0	8.4
D9-41	307	29032	5.6	0.32200	4.0	0.04553	3.0	9.9	254.1	287.0	8.4
D9-34	199	15168	1.4	0.32234	4.5	0.04612	3.4	11.0	268.8	290.7	9.7
D9-15	129	12140	1.4	0.32602	5.0	0.04624	3.2	12.5	286.5	291.4	9.2
D9-28	96	3068	1.3	0.34232	8.5	0.04661	6.7	22.0	340.0	293.7	19.2
D9-45	669	44808	1.0	0.33416	3.2	0.04662	2.6	8.1	284.7	293.7	7.5
D9-50	571	22516	1.1	0.33597	3.8	0.04671	2.9	9.6	292.7	294.3	8.4
D9-16	153	6816	2.0	0.37255	8.5	0.04682	2.0	23.3	518.5	295.0	5.7
D9-35	252	14160	1.5	0.34883	3.9	0.04686	2.7	10.2	370.6	296.2	7.6
D9-18	333	29928	1.9	0.33871	4.2	0.04691	3.8	10.7	301.6	295.5	10.9
D9-25	388	30060	1.6	0.34153	3.9	0.04694	1.8	10.0	318.9	295.7	5.2
D9-48	672	37184	1.1	0.33697	4.1	0.04699	3.5	10.4	289.4	296.0	10.2
D9-39	274	19464	1.9	0.34526	4.2	0.04705	3.7	11.0	338.2	296.4	11.6
D9-40	220	16592	1.4	0.33878	4.4	0.04705	4.0	11.3	295.0	296.4	10.6
D9-22	389	12832	1.2	0.36192	4.7	0.04716	1.4	12.8	438.9	297.0	3.9
D9-4	206	17264	1.9	0.33708	3.6	0.04717	2.2	9.1	278.0	297.1	6.4
D9-31	254	18704	1.4	0.33645	3.8	0.04718	2.7	9.8	273.0	297.2	7.9
D9-46	236	18484	1.2	0.33271	3.2	0.04722	1.6	8.2	245.6	297.4	4.6
D9-29	214	17784	1.8	0.33666	3.3	0.04724	1.3	8.4	273.0	297.5	3.7
D9-8	336	24276	1.7	0.33943	3.2	0.04748	2.4	8.2	278.9	299.0	7.1
D9-32	253	15588	1.6	0.33833	4.4	0.04759	1.9	11.2	265.9	298.7	5.5
D9-10	229	19676	1.3	0.33667	4.5	0.04760	1.1	11.6	254.3	298.8	3.3
D9-21	217	14444	1.5	0.34348	3.2	0.04761	2.5	8.2	299.6	298.8	7.3
D9-11	1162	72284	2.4	0.34902	4.9	0.04786	4.8	12.9	304.0	300.2	13.9
D9-14	197	15792	5.1	0.34416	3.6	0.04785	2.8	9.2	292.7	301.3	8.2
D9-13	216	17552	1.6	0.33887	3.5	0.04789	2.9	9.1	255.3	301.5	8.5
D9-6	494	19680	1.2	0.36662	7.0	0.04796	3.0	19.1	430.1	302.0	9.0
D9-1	248	2524	1.7	0.37445	19.1	0.04802	3.8	52.9	474.0	302.4	11.2
D9-12	368	25928	1.6	0.34422	4.1	0.04805	3.3	10.5	283.3	302.6	9.7
D9-37	364	29944	1.4	0.35622	3.1	0.04807	2.3	8.3	360.5	302.7	6.8
D9-3	181	21492	2.0	0.33986	6.6	0.04808	4.1	17.0	253.0	302.7	12.2
D9-47	265	18080	1.5	0.34946	4.0	0.04810	3.7	10.5	315.4	302.9	11.0
D9-36	386	23472	1.7	0.34857	1.8	0.04817	1.1	4.7	306.3	303.3	3.3
D9-38	431	23136	2.0	0.36067	5.4	0.04828	4.5	14.6	378.7	303.9	13.4
D9-43	327	19080	1.6	0.35241	4.3	0.04844	3.1	11.5	318.6	304.9	9.3
D9-42	353	11344	1.9	0.37864	3.3	0.04850	0.9	9.2	476.6	305.3	2.7
D9-27	340	31856	1.5	0.34769	3.6	0.04868	3.2	9.3	276.6	306.4	8.7
D9-23	226	17384	1.8	0.34473	3.7	0.04869	2.8	9.7	256.6	306.5	9.3
D9-5	296	20448	1.6	0.34711	3.1	0.04881	2.0	8.1	266.6	307.2	6.0
D9-30	433	17320	1.1	0.37392	13.2	0.04882	1.5	36.6	434.3	307.3	4.4
D9-2	183	6524	1.2	0.39283	8.2	0.04888	3.3	23.4	540.7	307.6	9.8
D9-44	460	28328	1.4	0.35049	3.9	0.04921	3.3	10.3	270.4	309.6	9.8
D9-7	202	13920	4.1	0.35643	3.9	0.04944	3.5	10.5	298.1	311.1	10.7
D9-33	215	17692	1.3	0.35204	2.9	0.04975	0.5	7.7	255.3	313.0	1.5
D9-24	286	22764	1.6	0.36062	3.0	0.04998	1.8	8.1	300.0	314.4	5.4
D9-9	96	3220	1.5	0.43801	13.9	0.05302	2.2	43.0	600.6	333.0	7.0
D9-49	114	10628	2.5	0.39487	6.0	0.05482	4.8	17.1	296.1	344.0	16.0

Tabla 1. Datos analíticos de LA-ICPMS en circones de muestra D9 de de los Estratos de Cerro Bayo. Análisis realizados en por Dr. Víctor Valencia en la Universidad de Arizona, Tucson, USA

Esta unidad corresponde a los primeros depósitos volcanoclásticos de edad carbonífera superior descritos en la Cordillera Frontal de esta región. En la Cordillera Frontal Argentina depósitos de esta edad corresponden a lutitas, conglomerados y calizas con intercalaciones volcánicas hacia el techo de la Formación Agua Negra (Polanski, 1978). Estas rocas han sido interpretadas como el relleno de una cuenca de retro arco (Ramos et al., 1986; Heredia et al., 2002) que evoluciona a una cuenca de ante país hacia los inicios del Pérmico, donde el arco magmático estaría representado por las unidades intrusivas de afinidad calco-alcalinas de edades carbonífero-pérmicas que afloran en la Cordillera Frontal Chilena (Superunidad Elqui; Mpodozis y Kay, 1990). Dentro de este contexto las rocas de los Estratos del Cerro Bayo pueden interpretarse como el relleno de una cuenca de intra-arco.

3.1.4 Gneises de la Pampa (Ribba, 1985)

Los Gneises de la Pampa afloran como un enclave subcircular de 2 km de diámetro dentro del Plutón Dadín (figura 6). Corresponden, según Ribba et al. (1988) a ortogneises bandeados con melanosomas ricos en biotita y leucosomas cuarzo-feldespáticos. Al microscopio poseen textura granoblástica y están compuestos de plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cuarzo y muscovita.

Ribba et al. (1988) obtiene isocronas de Rb-Sr a partir de análisis de roca total, biotita y muscovita que arrojan una edad de 246 ± 18 Ma y edades K-Ar en muscovita de 239 ± 10 Ma y en biotita de 236 ± 6 Ma. Estas edades Ribba et al. (1988) las interpretó como producidas por un evento termal triásico, y consideraron como edad de metamorfismo una isocrona Rb-Sr en roca total que arrojó una edad de 415 ± 4 Ma, asignándole a esta unidad una edad silúrico-devónica. Recientemente, Álvarez et al. (2012), presenta edades U-Pb de circones obtenidos en la localidad tipo cuyos peaks más jóvenes arrojan edades de 263 y 301 Ma, los que interpreta como edad de metamorfismo y del protolito, respectivamente.

Esta unidad ha sido interpretada por Ribba et al.(1988) como el único vestigio de la corteza continental del microcontinente "Chilenia", propuesto por Ramos et al. (1986) como un terreno alóctono que se habría acrecionado al margen suroccidental de Gondwana en el Devónico, sin embargo los datos presentados por Álvarez et al. (2012) descartan dicha interpretación,

relacionando estas rocas con un magmatismo de edad pérmica (figura 5) que estaría asociado a un evento orogénico mayor en el margen suroccidental de Gondwana (Mpodozis y Kay, 1992).

3.1.5 Tonalitas de anfíbola y Monzogranitos de muscovita del Pérmico: plutones Chancoquín, La Totora, Sierra del Tatul y Cerro Bayo

El Pluton Chancoquín corresponde a granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola que aflora como una franja N-S desde la parte norte de la Sierra del Tatul hasta la Sierra los Naranjos (figuras 6 y 12). Este plutón se encuentra intruyendo al CMT y es intruido por el Plutón Sierra del Tatul (Ribba, 1985) y por los intrusivos terciarios Cerro los Dos José y Huracán. Se encuentra cubierto en discordancia erosiva por la Formación La Totora y en contacto por falla con los Estratos del Cerro Bayo por el oeste, y con las Formaciones Picudo, Lautaro y La Totora por el este.

El plutón Chancoquín se caracteriza por presentar una foliación mesoscópica, marcada por la orientación de los minerales máficos, de rumbo N-S y de manteos que varían entre 30 y 70° hacia el este. Cerca de su margen occidental, a la altura del Valle del Tránsito la foliación se intensifica gradualmente hasta conformar una franja de deformación milonítica, definida por Ribba (1985) como Milonitas de Quebrada las Pircas, compuesta de protomilonitas anfibólicas que incluyen lentes de esquistos interpretados por Ribba (1985) como clastos provenientes del CMT.

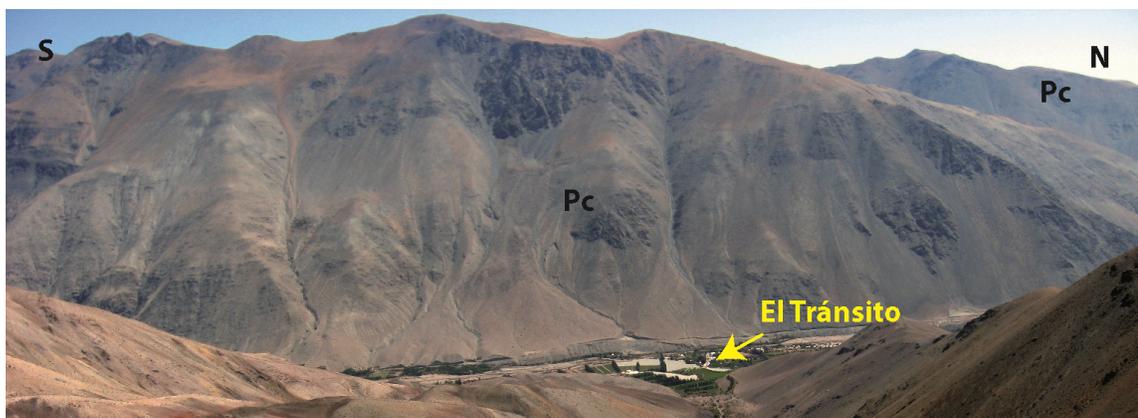


Figura 12. Plutón Chancoquín (Pc) en ladera oeste del Valle del Tránsito.

Pankhurst et al. (1996) obtiene una edad U-Pb convencional de $285 \pm 1,5$ Ma cerca de la localidad de Chancoquín mientras que Coloma et al. (2012) presenta edades U-Pb en circones de $295,4 \pm 3$ y $291,5 \pm 3$ Ma (figura 5).

El Plutón La Tatora corresponde a una tonalita de anfíbola que aflora en la quebrada los pitones, es intruida por el plutón Dadín y es cubierta en discordancia por la Formación La Tatora (figura 6). Álvarez et al. (2012) obtiene una edad U-Pb en circones en este plutón de 266 ± 4 Ma para este plutón (figura 5).

El Plutón Cerro Bayo corresponde a un intrusivo de forma lenticular de orientación NS que corona al cerro Bayo (figura 13), aflorando tanto en el valle del río Tránsito como en el del río del Carmen (figura 6). Presenta una composición monzogranítica a granodiorítica con biotita y muscovita, de grano grueso e intensamente cataclasado y alterado. Intruye a los Estratos del Cerro Bayo y es cubierto, en discordancia de erosión, por la Formación San Félix. Coloma et al. (2012) obtiene una edad U-Pb en circones de $296 \pm 4,8$ Ma en este plutón (figura 5).

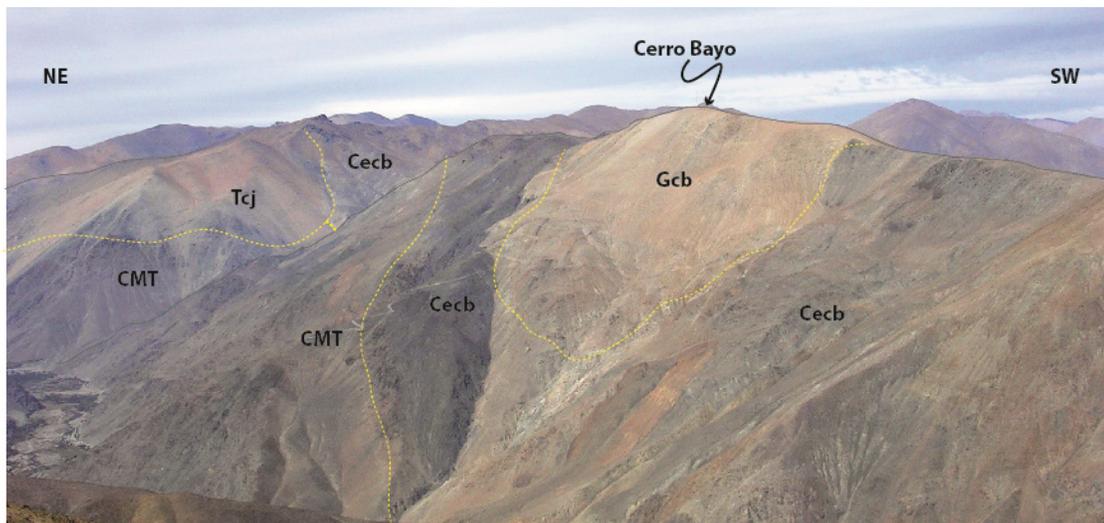


Figura 13. Vista del Cerro Bayo. Cecb: Estratos de cerro Bayo; Gcb: Granito del Cerro Bayo; Cecb: Estratos del Cerro Bayo; CMT: Complejo Metamórfico El Tránsito; Tcj: Unidad Cerro los Dos José.

El Plutón Sierra del Tatul aflora al este de la Quebrada Pinte (figura 6) y corresponde a monzogranitos con muscovita. Se encuentra en contacto intrusivo con el plutón Chancoquín y

con los Esquistos de Quebrada seca, a la vez que es cubierto en discordancia por la Formación La Totorá (Triásico superior). Este plutón no cuenta con dataciones radiométricas, sin embargo, dada la similitud litológica y cercanía con el Plutón del Cerro Bayo, se le asigna la misma edad pérmica inferior para su emplazamiento.

3.1.6 Milonitas del Portillo (Ribba, 1985)

Esta unidad, originalmente descrita como Milonitas del Portillo (Ribba, 1985) aflora en una franja norte-sur en la ladera noreste del valle del Tránsito a la altura de la Quebrada Pinte (figura 6). Está compuesta por gneises intensamente foliados con porfiroclastos de tonalitas, granodioritas, monzogranitos y anfibolitas. La foliación milonítica está acompañada de un bandeamiento con segregaciones de cuarzo y feldespato que, en sectores, están afectados por pliegues isoclinales desarraigados. La foliación milonítica es de rumbo N-S y varía de 60° en la parte occidental de esta unidad a 25° en de la parte oriental, subparalelo al contacto con el Plutón Dadín (figura 14).



Figura 14. Vista al NE del valle del Tránsito a la altura del Portillo. Milonitas del Portillo (Mp) intruidas por el Plutón Dadín y cubierta en discordancia erosiva por la Fm. La Totorá (Trlt) y Fm. Lautaro (Jl).

Murillo (2012) identifica dos protolitos para esta unidad, uno corresponde a una unidad volcano-sedimentaria, que podría corresponder a los Estratos del Cerro Bayo (Carbonífero Tardío), y a un protolito tonalítico, que correlaciona con los plutones tonalíticos de edad pérmica que afloran en el área. Por otro lado, reconoce la intrusión de diques monzograníticos que atribuye al plutón

Chollay, de edad triásica media (ver sección 3.2.4). Estas relaciones genéticas y de contacto indican que Las milonitas del Portillo tendrían un rango de edad posible entre los 266 y los 240 Ma (figura 5).

3.1.7 Monzogranitos de biotita y granodioritas de muscovita: plutones Dadín y La Pampa (Ribba et al., 1988)

El plutón La Pampa (Ribba, 1985) aflora al oeste de la Quebrada Pinte y al sur de la localidad La Pampa (figura 6) y corresponde a granodioritas de muscovita y biotita. El plutón la Pampa se encuentra intruyendo a las Milonitas del Portillo y a los Gneises de la Pampa. Coloma et al. (2012) obtiene una edad U-Pb de 247 ± 3 Ma en un monzogranito que aflora en la localidad de La Pampa, lo que le asigna una edad Triásica Inferior-Media al emplazamiento de este plutón.

El Plutón Dadín aflora al este del valle del Tránsito (figura 6) y está formado por monzogranitos de biotita y tonalitas verdosas de grano grueso de biotita y anfíbola. Intruyen a los Gneises de la Pampa (Ribba, 1985) y son cubiertos en discordancia erosiva por la Formación La Totorá. Coloma et al. (2012) presenta edades U-Pb en circones de 240 ± 2 Ma obtenidos de un monzogranito, a la vez que Álvarez et al. (2012) obtuvo una edad U-Pb en circones de 248 ± 3 Ma en un monzogranito cerca de la localidad de la Pampa, lo que acotaría el emplazamiento de este plutón al Triásico Medio (figura 5).

3.2 Mesozoico

Las rocas estratificadas mesozoicas que afloran en el área corresponden a unidades sedimentarias y volcánicas que se caracterizan por presentar marcadas variaciones laterales E-O, tanto en litología como en espesores. En la figura 15 se presenta un cuadro crono-estratigráfico donde se resume la cronología de estas unidades, las que se pueden asociar en tres franjas N-S, una oriental, una central y una occidental (figura 15). A continuación se caracterizan estas unidades agrupadas en 4 períodos: Triásico Medio-Jurásico Medio, Jurásico Tardío, Cretácico Temprano y Cretácico Tardío.

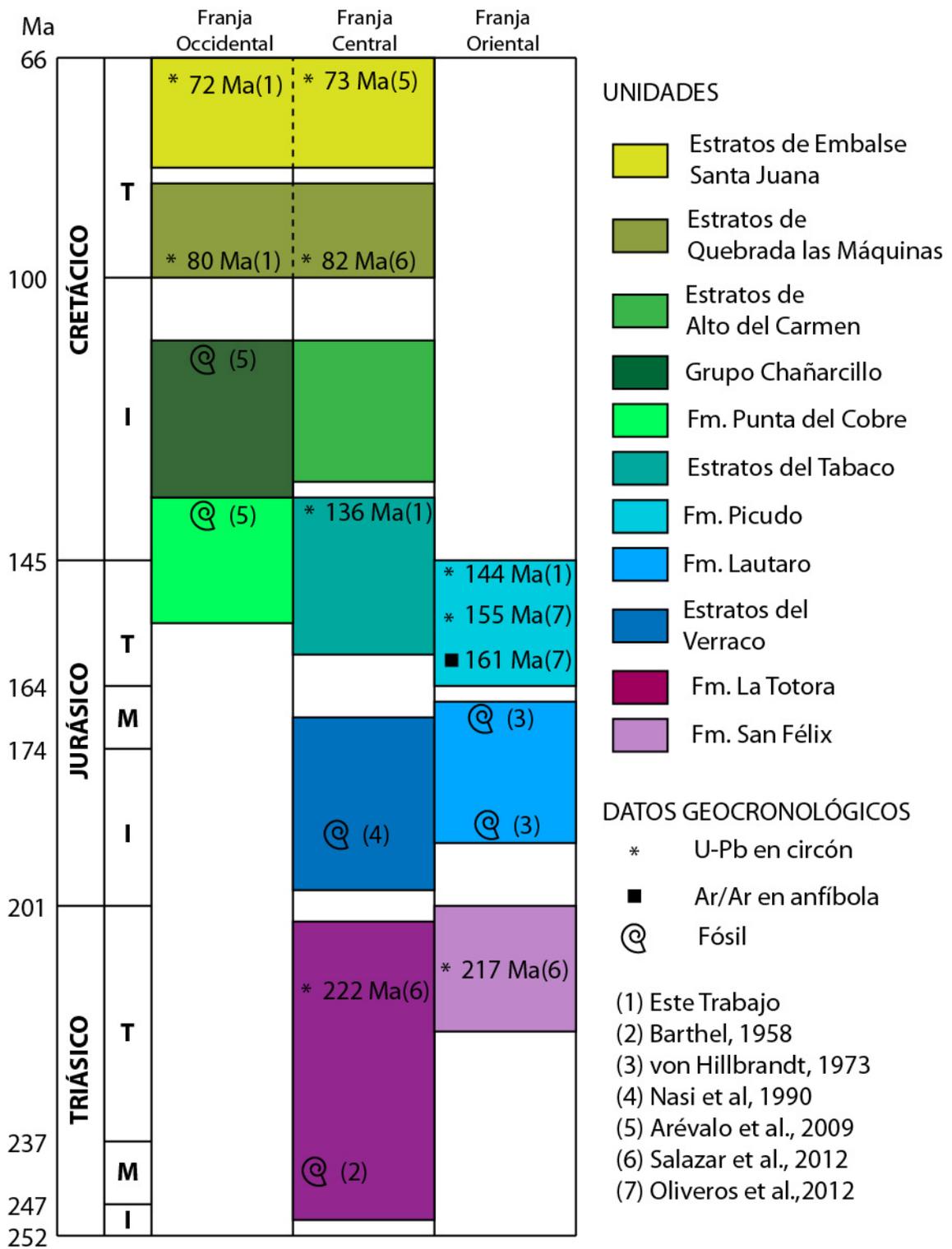


Figura 15. Cuadro cronoestratigráfico para unidades mesozoicas.

3.2.1 Triásico Medio - Jurásico Medio

Secuencias estratificadas que abarcan edades comprendidas entre el Triásico Medio y el Jurásico Medio afloran en la parte oriental de la zona estudiada (figura 16). Estos depósitos se agrupan en cuatro unidades, las Formaciones La Totorá, Lautaro y Picudo, que afloran en la franja oriental, y Las Formaciones San Félix y los Estratos del Verraco que afloran en la franja central (figuras 15 y 16). La **Formación San Félix** (Reutter, 1974), corresponde a depósitos clásticos marinos a continentales (Zeil, 1958; Ribba, 1985; Schöener, 1985; Bell y Suarez, 1994; Moscoso et al., 2010) asignados al Triásico Medio (Barthel, 1958), La **Formación La Totorá** (Reutter, 1974) se compone de rocas volcánicas continentales (Ribba, 1985) del Triásico Superior (Reutter, 1974; Salazar et al., 2012), la **Formación Lautaro** (Segerstrom, 1959) consiste en depósitos marinos del Jurásico Inferior a medio (von Hillebrandt, 1973; Biese, 1958) y los **Estratos del Verraco** (Ribba, 1985) corresponden a andesitas y andesitas basálticas con escasos lentes de calizas a los que se le asignan una edad triásica superior-jurásica inferior.

3.2.1.1 Triásico Inferior?-Medio: Formación San Félix (Reutter, 1974)

Una de las unidades de mayor desarrollo en la zona de estudio corresponde a la Formación San Félix, una potente secuencia sedimentaria clástica definida por Reutter (1974). Esta unidad aflora a lo largo del valle del río Carmen y en el curso inferior de la Quebrada del Tabaco formando una franja norte-sur de 30 Km de largo y hasta 8 Km de ancho (figura 16). Esta franja se prolonga hacia el sur a lo largo del valle del Carmen y, hacia el norte, se acuña para desaparecer en la Quebrada del Tabaco (figuras 16 y 17).

La Formación San Félix alcanzaría, según Ribba (1985), más de 6000 m de espesor en su localidad tipo ubicada en las cercanías del poblado del mismo nombre (figura 17A) desde donde disminuye progresivamente hacia el norte (figura 17 A y B). Al norte del valle del Tránsito la formación se apoya, en discordancia de erosión, sobre el CMT, y al sur, sobre los Estratos del Cerro Bayo y el Plutón del Cerro Bayo. En las cercanías de Alto del Carmen y en la Quebrada del Tabaco, está cubierta, de manera concordante, por los Estratos del Verraco (Triásico Superior-Jurásico Inferior) y está intruida por granitoides paleoceno-eocenos (figura 17A)

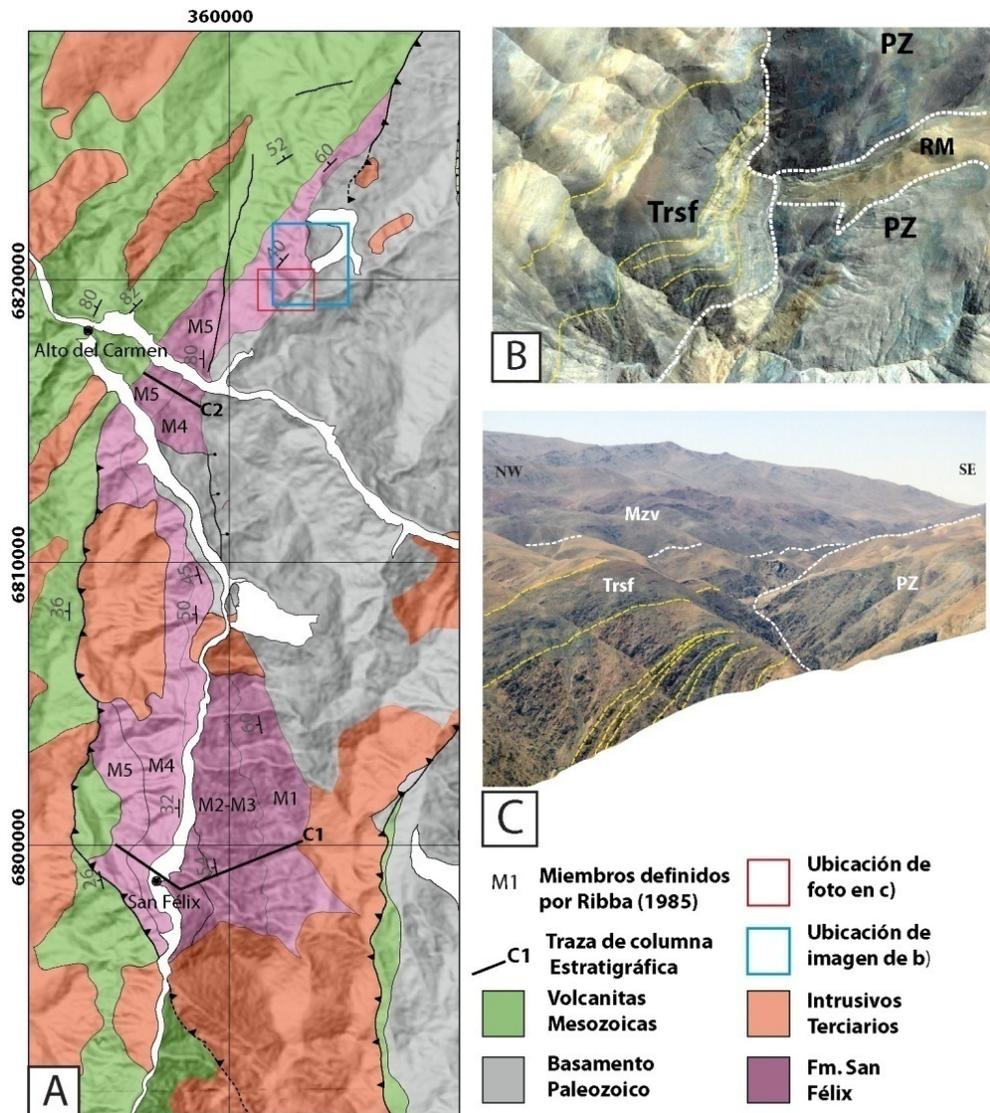


Figura 17. A) Distribución de afloramientos de la Formación San Félix. B) Imagen satelital mostrando la relación de onlap existente entre la Fm. San Félix (Trsf) y el basamento paleozoico (PZ). RM corresponde a un depósito de remoción en masa. C) Foto de la relación de contacto en onlap de la Formación San Félix sobre el basamento con estratos de crecimiento cuyo manteo disminuye hacia el oeste. (Los afloramientos de San Félix siguen hacia el sur más allá de lo que se indica en la figura).

Reutter (1974) señaló que, en las cercanías de San Félix, la formación está constituida por 5 miembros, los que fueron descritos en detalle por Schöener (1985) y Ribba (1985) quien levantó dos columnas estratigráficas que abarcan desde la base al techo de la unidad. La primera (C1) que alcanza 6550 m de potencia en la localidad tipo (figura 17A), y la segunda (C2) en la ladera sur del valle del Tránsito (figura 17A) donde la formación se compone de 1500 mts (figura 18). La

sucesión descrita por Ribba (1985) en la columna C1 se muestra en la Tabla 2. En la columna C2 Ribba (1985) reconoce todos los miembros descritos en C1, aunque con un espesor reducido (Tabla 3).

Miembro	Espesor(m)	Litología
M1	1800	Paraconglomerados medios a finos con intercalaciones de grauvacas volcánicas y limolitas verdosas
M2	1150	Grauvacas volcánicas, limolitas y lutitas
M3	1350	Paraconglomerados, volcarenitas y, en menor proporción, grauvacas y lutitas interestratificadas rítmicamente. La secuencia posee en partes un carácter turbidítico.
M4	1500	Lutitas verde oscuro a gris verdosas, poco fisibles, con intercalaciones de grauvacas volcánicas y paraconglomerados finos con estratificación gradada normal. La parte media inferior presenta fauna fósil detallada en la figura 18 que indica una edad anísica superior (Ribba 1985).
M5	750	Grauvacas, volcarenitas y conglomerados con escasas intercalaciones de lutitas negras con restos vegetales.

Tabla 2. Columna estratigráfica C1 de la Formación San Félix levantada por Ribba (1985). Ver ubicación en figura 17A.

Los trabajos de campo realizados para este estudio permitieron reconocer que, contrariamente a lo indicado por Ribba (1985), la Columna C2 incluye únicamente a los miembros M4 y M5 de la columna C1 (figuras 17A y 18). La ausencia de los miembros inferiores se explicaría por la disposición en onlap de la Formación San Félix sobre el basamento paleozoico, tanto hacia el norte como hacia el este (figuras 17A, B y C). Esta misma relación de contacto explica el acuñamiento de la secuencia hacia el norte, indicando que la formación cuenta con una geometría de cuña, aumentando su espesor hacia el oeste. Hacia el sur sus afloramientos se encuentran tectónicamente truncados por la falla San Félix (figura 17A).

Miembro	Espesor(m)	Litología
M1'	150	Grauvacas arcósicas, cuarcitas y paraconglomerados polimícticos con intercalaciones de lutitas grises.
M2'-M3'	100	Cuarzarenitas y grauvacas arcósicas finas a medias con cemento calcáreo y lutitas en la parte basal. Zeil (1958) identifica su contenido fósil como se muestra en la figura 18 que indicaría una edad del Anísico inferior a medio.
M4'	730	Lutitas con algunas intercalaciones de areniscas en la parte media de la sección. En esta sección Zeil (1958) identifica la fauna detallada en la figura 18 que indicaría una edad anísica superior.
M5'	200	Paraconglomerados, volcarenitas y grauvacas volcánicas con intercalaciones de lutitas micáceas, lentes carbonosos y ortoconglomerados de cuarzo.

Tabla 3. Columna estratigráfica C2 de la Formación San Félix levantada por Ribba (1985). Ver ubicación en figura 17A.

Reutter (1974) y Ribba (1985) incluyeron dentro de la Formación San Félix a los niveles conglomerádicos que afloran al este del Cerro Bayo cuyos espesores varían entre 0 y 200 metros, indicando que este drástico cambio de espesor y las repeticiones observadas se deberían a un control tectónico en la depositación de la secuencia y una intensa deformación posterior. Las relaciones de campo observadas en este trabajo indican que dichos niveles conglomerádicos sostendrían una edad más antigua (Paleozoico superior) debido a lo cual se considera que forman parte de los Estratos del Cerro Bayo, constituyente del basamento sobre el cual se depositaron, en discordancia erosiva, las sedimentitas de la formación San Félix.

Edad

La fauna fósil de invertebrados marinos recolectada por Zeil (1958) en el miembro M4 y estudiada por Barthel (1958) y que incluyen a *Daonella Sturi* (BENECKE), *Daonella Lommeli* (wissmann), *Coccoceras n. sp. aff. cuccense* (Mojsisovics), *Beyrichites sp.*, *Nuculopsis (Palaeonucula) subobliqua* (D'ORBIGNY), *Parallelodon bittneri*, *Paralellodon (Grammatodon?) esinense* (STOPPANI), *Posidonia? sp.* y *Trigonia (Trig.) tabacoensis*, indica una edad anísica (Triásico medio) para ese miembro (Barthel, 1958; figura 18). Por otro lado, una

edad U-Pb en circones de $222,8 \pm 2,1$ Ma documentada por Padel et al. (2012) en una toba intercalada en el miembro M5 en la Quebrada del Tabaco, permite inferir un rango de edad mínimo para esta Formación desde el Triásico Medio al Triásico Tardío, pudiendo haberse depositado incluso desde el Triásico Temprano (figura 15).

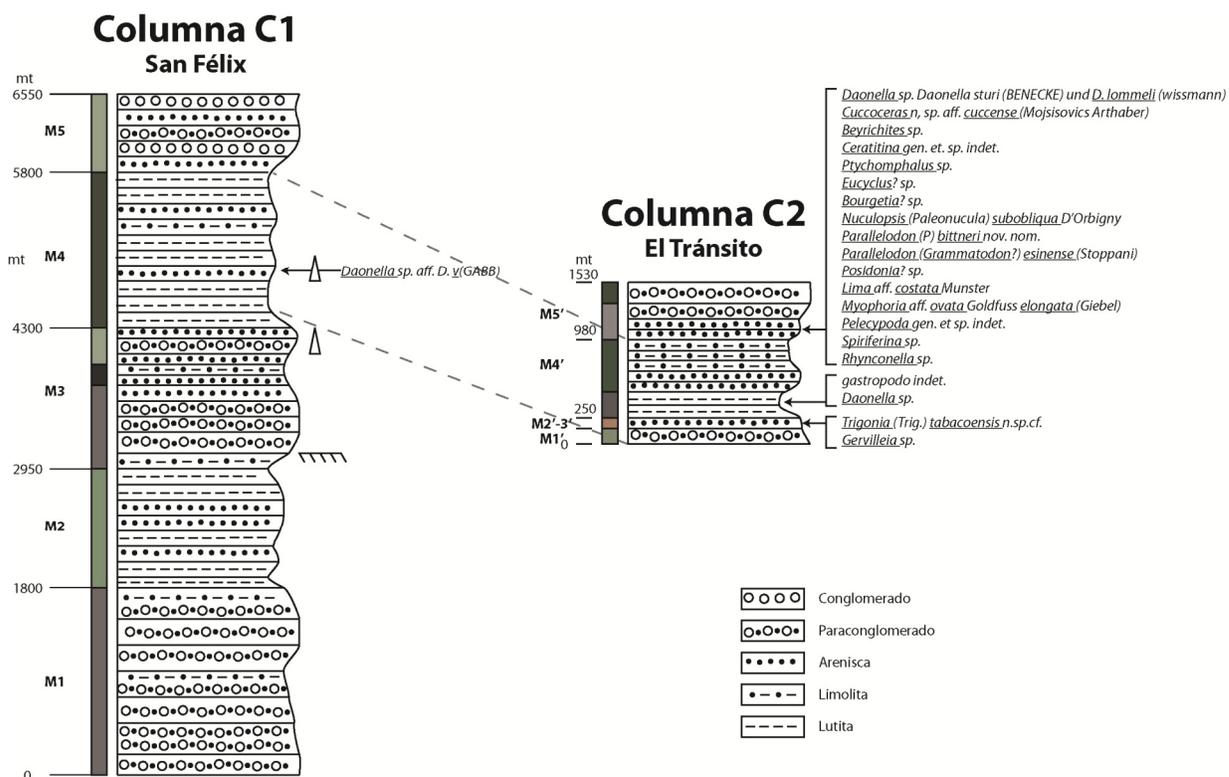


Figura 18. Columnas estratigráficas de la Formación San Félix. Ubicación de las columnas en figura 17. Modificado de Ribba (1985).

Ambiente de Sedimentación

Bell y Suarez (1994), indicaron que los miembros M2, M3 y M4, representarían a facies de fan delta submarino mientras que los miembros M1 y M5 estarían formados por asociaciones de facies fluviales y aluviales subaéreas. Sin embargo, ellos consideraron como M1 a los estratos que afloran en la Quebrada del Tabaco, los que en este trabajo se ha demostrado que pertenecen al miembro M5, por lo que no habrían interpretaciones sedimentológicas válidas para el miembro M1.

Concordantemente sobre M1 se disponen más de 1150 metros de lutitas negras a verdosas con intercalaciones de areniscas y limolitas hacia el techo, pertenecientes al miembro M2; (Ribba, 1985). En este miembro Bell y Suarez (1994) identificaron la presencia de depósitos turbidíticos de granulometría creciente hacia el techo que, según esos autores representarían a depósitos de ambiente de prodelta de lodo con sedimentación por suspensión y progradación. Los depósitos turbidíticos del miembro M2 gradan concordantemente a 1350 m de areniscas gruesas, areniscas conglomerádicas, conglomerados con intercalaciones de lutitas y diamictitas del miembro M3 (Ribba, 1985; Bell y Suárez, 1994). Estos corresponderían, según Bell y Suárez (1994), a flujos de detritos subacuados acumulados en la parte superior de un talud deltaico submarino, con ocasionales exposiciones subaéreas manifestadas en la ocurrencia de rizolitos y nódulos calcáreos.

El miembro M4, consistente en 1500 m. de lutitas con areniscas subordinadas (Ribba, 1985), se deposita concordantemente sobre M3. Este miembro se compone por dos ciclos granocrecientes, el segundo de los cuales está coronado por los gruesos niveles de ortoconglomerados, areniscas conglomerádicas, y areniscas canalizadas del miembro M5 (Bell y Suárez, 1994). Las lutitas son interpretadas como la depositación por suspensión en un prodelta de lodo submarino con dos periodos progradantes del abanico deltaico marcados por los niveles más gruesos de cada ciclo (Bell y Suárez, 1994). Los gruesos depósitos correspondientes al miembro M5 se depositan en un ambiente continental de ríos trenzados en un delta de grano grueso o cono aluvial, con aportes volcánicos y troncos en posición de vida (Bell y Suarez, 1994).

3.2.1.2 Triásico Superior Volcánico - Formación La Totora (Reutter, 1974)

La Formación La Totora fue definida por Reutter (1974), en la quebrada homónima, como una secuencia volcano-sedimentaria compuesta por lavas andesíticas amigdaloidales y brechas volcánicas, cuyas relaciones estratigráficas varían abruptamente entre el este y el oeste del área estudiada. Al este, en las quebradas la Totora y Pinte, esta unidad se apoya en discordancia erosiva sobre el basamento paleozoico y es cubierta, en leve discordancia angular (15°) por los sedimentos marinos de la Formación Lautaro. En el oeste, según este mismo autor, esta unidad se apoyaría concordantemente sobre la Formación San Félix y su techo no estaría expuesto. Ribba (1985) considera que las volcanitas del sector oeste correspondería a una secuencia

independiente (Estratos del Verraco), a los que atribuye una edad comprendida entre el Triásico Superior al Lías. Los nuevos datos estratigráficos y geocronológicos obtenidos en este trabajo indican que esos afloramientos tienen en realidad una edad Paleozoica (ver sección 3.1.3, Estratos de Cerro Bayo).

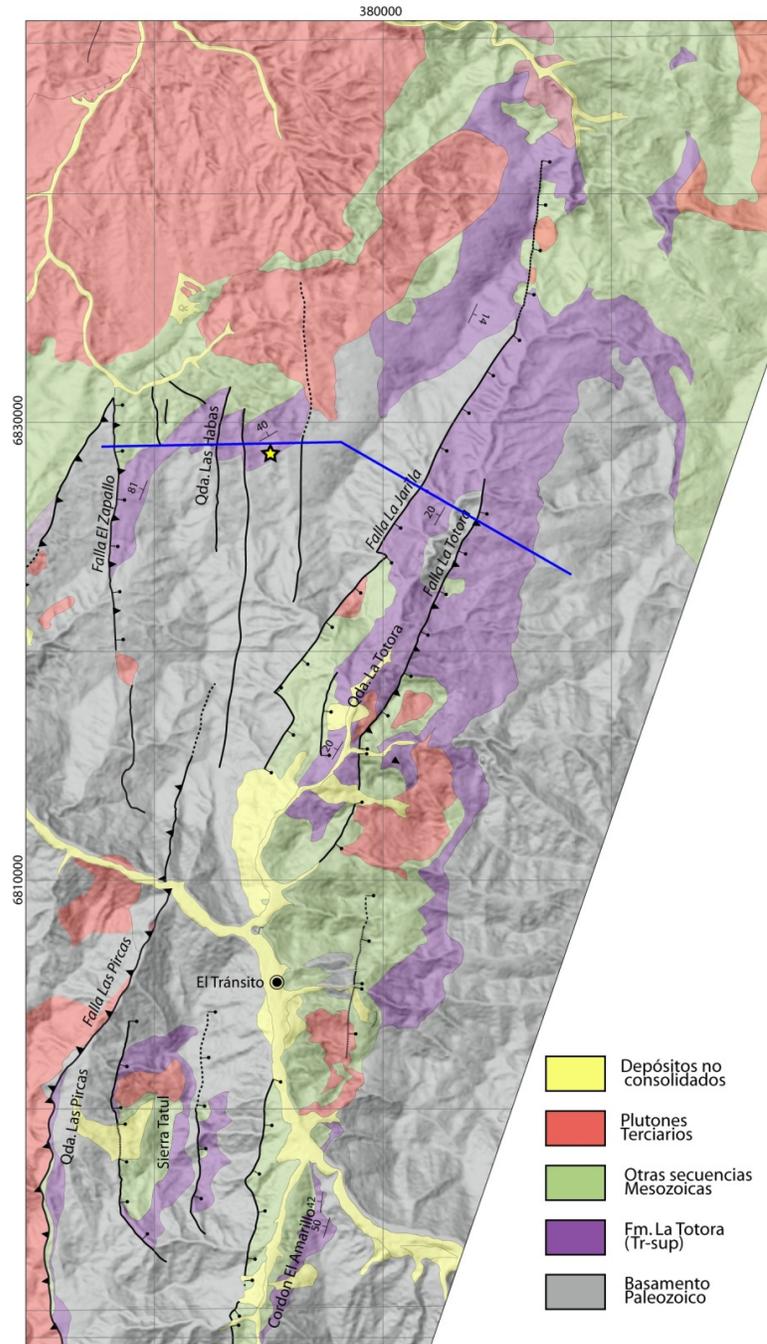


Figura 19. Distribución de los depósitos de la Formación La Totorá. Estrella amarilla: muestra E9-09.

La figura 16 presenta la distribución de los afloramientos de la Formación La Totora en la zona de estudio. Esta aflora en 5 localidades: Cordón El Amarillo, Quebrada las Pircas, Quebrada La Totora, Quebrada Las Habas y Sierra Tatul (figura 19).

En el **Cordón El Amarillo**, ubicado al este de Quebrada Pinte (figura 19), la formación corresponde a una franja de orientación NS, que mantee fuertemente hacia el oeste y que alcanza un espesor de 600 mts (Ribba, 1985), acuñaándose rápidamente hasta desaparecer hacia el sur. Aquí la Formación la Totora se apoya en discordancia erosiva sobre el basamento paleozoico (Milonitas del Portillo) y es cubierta por la Formación Lautaro. La parte basal de la formación se compone de andesitas de color verde a gris oscuro, en parte vesiculares, con intercalaciones de niveles piroclásticos (tobas de lapilli y en parte brechosas) de carácter ácido. La parte superior consiste en tobas fluidales y lavas, ambas de carácter dacítico-riolítico de colores rojizos y gris violáceos (Ribba, 1985).

En la **Quebrada las Pircas** (figura 19), la Formación La Totora aflora como una franja NS que mantee alrededor de 50° hacia el oeste. Alcanza los 500 mts de espesor, acuñaándose rápidamente hacia el sur y siendo truncada, por la Falla Las Pircas, hacia el norte. Los niveles basales están formados por lavas andesíticas grises y verdosas con intercalaciones de tobas de lapilli y brechas andesíticas y tobas fluidales ácidas, mientras que su parte superior corresponde a aglomerados volcánicos, algunas riolitas con intercalaciones de tobas fluidales (Ribba, 1985).

En la **Quebrada La Totora** (figura 19) , la formación tiene su mayor exposición y aflora como una franja homoclinal de rumbo NNE y mantee entre 20 y 30 grado al oeste. Allí se apoya en discordancia sobre el basamento paleozoico y está cubierta en leve discordancia angular (15°) por la Formación Lautaro. Por el oeste sus afloramientos están limitados por una falla normal (Falla la Jarilla) que la pone en contacto con intrusivos paleozoicos mientras que por el este se apoya en onlap sobre el basamento (figura 20), aunque en sectores afloran pequeñas fallas normales inclinadas al oeste que la ponen en contacto con el basamento. Esta franja es bisectada por la Falla La Totora que divide los afloramientos. Al este la secuencia alcanza un espesor de 800 metros de potencia y está formada, de base a techo, por conglomerados, lavas andesíticas amigdaloidales, tobas de lapilli andesíticas e intercalaciones de litarenitas rojas. Al oeste, alcanza los 1000 metros de espesor, y también incluye conglomerados brechosos en su base, cubiertos por coladas de lava andesíticas con intercalaciones de tobas de lapilli.



Figura 20. Panorámica de ladera este de Quebrada La Totorá.

En la **Quebrada Las Habas** (figura 19), aflora una secuencia volcánica que se atribuye en este trabajo a la Formación La Totorá. Está formada por gruesas tobas de lapilli líticas y tobas de ceniza riolíticas, coladas de lava andesíticas y domos riolíticos con brechas de colapso asociadas. Se apoya en discordancia erosiva sobre las tonalitas paleozoicas del Plutón Chancoquín (figura 21) y está cubierta por los Estratos del Verraco. La sucesión expuesta alcanza los 800 m de espesor, sin embargo presenta progresivas y drásticas disminuciones de espesor hacia el oeste, en los bloques yacentes de una serie de fallas normales que la afectan (figura 22).

En la **Sierra Tatul** la Formación La Totorá se apoya en discordancia sobre intrusivos paleozoicos y está cubierta por la Formación Lautaro en discordancia angular (figura 19). En esta localidad la formación se dispone en forma de un sinclinal levemente asimétrico cuyo plano axial miente hacia el oeste y es limitado al oeste con una falla normal de alto ángulo (figura 28). No existen datos disponibles en la literatura ni se levantaron nuevos datos en este trabajo respecto de la estratigrafía de la Formación La Totorá en esta localidad.

Edad

La Formación La Totorá se apoya en discordancia sobre tonalitas paleozoicas datadas en 266 ± 4 Ma (U-Pb en circón, Alvarez et al., 2012). Reutter (1974) señaló que la Fm. La Totorá tendría una edad pre-sinemuriana, en base al contenido fosilífero de la Formación Lautaro que la cubre en discordancia.



Figura 21. Panorámica del sector de Quebrada las Habas. Trlt: Fm La Tatora; Pc: Plutón Chanchoquín Pto blanco: Toba datada por U-Pb en circones (figura 23).

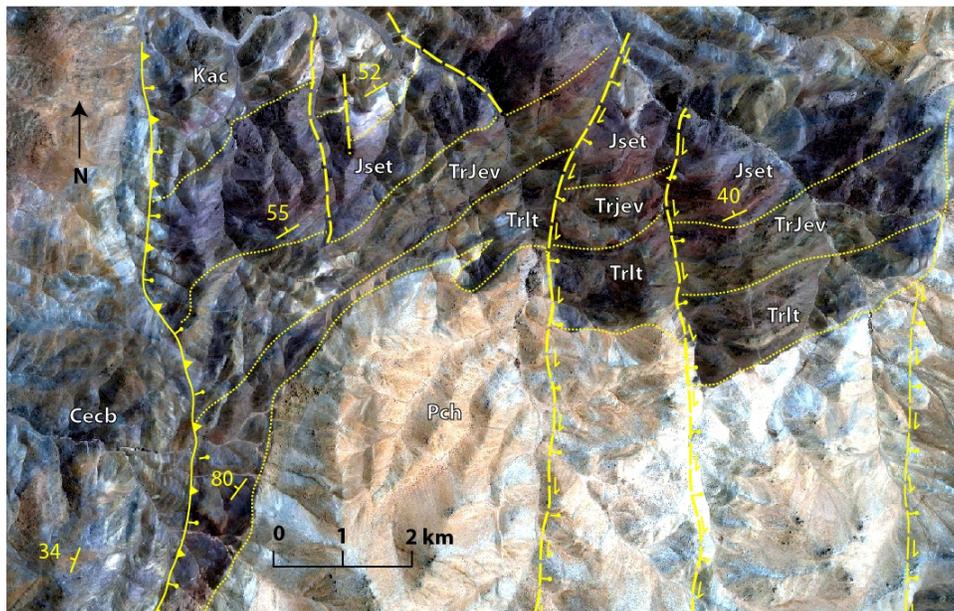


Figura 22. Imagen Satelital del sector Quebrada Las Habas. Cecb: Estratos del Cerro Bayo; Kac: Estratos del Alto del Carmen; Jset: Estratos del Tabaco; TrJev: Estratos del Verraco; Trlt: Formación La Tatora. Pch: Plutón Chanchoquín.

Salazar et al. (2012) obtiene una edad U-Pb en circones, en una toba dacítica de la Quebrada la Tatora, de $217,9 \pm 1,4$ Ma. Adicionalmente, en este trabajo se efectuó una datación por U-Pb en circones de la muestra E9-09 correspondiente una toba de lapilli recolectada cerca de la base de la secuencia en el sector de Quebrada las Habas (figura 23). De esa muestra solo se pudieron extraer seis circones, los que indicaron edades de $67,4 \pm 1,4$, $213,9 \pm 4,8$, $222,1 \pm 4,6$, $224,2 \pm$

4,5, $230,2 \pm 4,5$ y $247,9 \pm 5$ Ma (figura23; Tabla 4). Si se considera que la edad más joven (Paleoceno Inferior) puede ser el resultado de contaminación de la muestra, los otros circones indican una edad triásica superior que es compatible con la edad obtenida por Salazar et al. (2012). Estos antecedentes permiten asignarle a esta formación una edad triásica superior (figura 15).

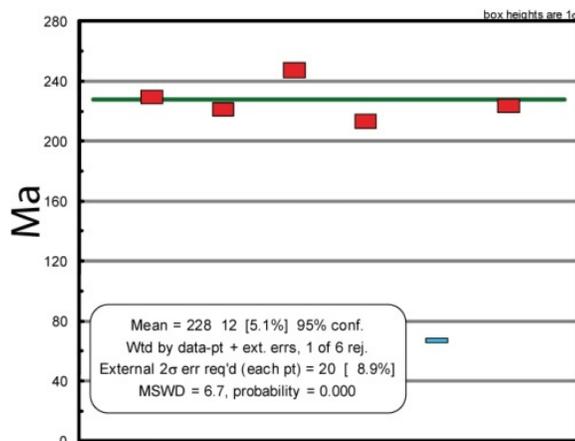


Figura 23. Histograma de edades U-Pb obtenidas en la base de la Formación La Tatora en la secuencia de Qda. Las Habas. Ubicación en figura 19.

Analysis	U	Th	238U	1 sigma	207Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best age	1 sigma
	ppm	U	206Pb	% error	206Pb	% error	age	abs err	age	abs err		abs err Ma
< 10 % discordant												
E909_6	184	0,42	27,512	1,98%	0,0550	1,73%	230,2	4,5	411,6	38,3	230,2	4,5
E909_5	123	0,37	28,526	2,10%	0,0516	1,62%	222,1	4,6	269,0	36,7	222,1	4,6
E909_4	143	0,43	25,505	2,06%	0,0511	1,55%	247,9	5,0	243,4	35,3	247,9	5,0
E909_3	38	0,25	29,636	2,30%	0,0542	2,34%	213,9	4,8	380,8	51,8	213,9	4,8
E909_2	473	0,46	95,132	2,03%	0,0628	2,07%	67,4	1,4	701,0	43,5	67,4	1,4
E909_1	89	0,38	28,252	2,02%	0,0500	1,76%	224,2	4,5	195,9	40,5	224,2	4,5

Tabla 4. Datos analíticos de LA-ICPMS en circones de muestra E9-09 de de la Formación La Tatora. Ubicación en figura 19. Análisis realizados en por Dr. Víctor Valencia en la Universidad de Arizona, Tucson, USA.

Ambiente de Depositación

La presencia de tobas de lapilli con troncos carbonizados en el sector de Quebrada Las Habas, tobas de ceniza, desarrollo de paleosuelo en algunos techos de coladas de lava en la Qda. La

Totora y la ausencia de texturas hialoclásticas en las coladas de lavas, señalan que la formación se habría depositado en un ambiente continental subaéreo asociado a la construcción de edificios volcánicos de composición andesítico-basáltica a riolítica.

3.2.1.3 Jurásico Inferior-medio: Formación Lautaro (Segerstrom, 1959)

La Formación Lautaro fue definida en la localidad del Tranque Lautaro, en el valle del río Copiapó por Segerstrom (1959) quien utilizó el nombre para describir una secuencia sedimentaria marina carbonática de edad jurásica. En el valle del Huasco, depósitos marinos con fauna jurásica son mencionados por primera vez por Philippi (1899). Estas rocas fueron posteriormente estudiadas, en las Quebradas Pinte y Chancoquín, por San Román (1911), en la Quebrada Chancoquín por Biese (1958) y analizadas en detalle en las quebradas La Totora, Chancoquín, La Plaza, Pinte, Las Pircas y Cerro Tatul por von Hillebrandt (1973). Reutter (1974) asignó estos depósitos marinos del Jurásico a la Formación Lautaro y Ribba (1985) describió la estratigrafía de los depósitos expuestos en Cerro Tatul.

En el área de estudio la Formación Lautaro aflora en forma discontinua a lo largo de una franja de dirección general NNE, limitada al oeste por fallas de alto ángulo, que de norte a sur incluye a los afloramientos de: **Quebrada Las Máquinas, Quebrada Lagunillas, Quebrada La Totora/Chancoquín, Quebrada La Plaza, Quebrada Pinte, Cerro Tatul y Quebrada Las Pircas** (figura 16). En general La Formación Lautaro corresponde a una secuencia carbonatada marina, que presenta importantes variaciones de espesor y de facies. En todas las localidades en las que aflora se apoya en leve discordancia angular sobre la Formación La Totora, se encuentra truncada en su techo la superficie de erosión actual y limitada al oeste por fallas de alto ángulo.

En la **Quebrada Las Máquinas** (figura 16) la formación incluye capas de disposición subvertical y rumbo NS. Su techo, ubicado hacia el oeste, lo constituye una superficie erosiva que la pone en contacto con andesitas de la Formación Picudo, mientras que su base no se encuentra expuesta debido a la intrusión de un plutón eoceno (Plutón Manflas). La Formación incluye principalmente calcarenitas y areniscas calcáreas intruidas por sills y stocks granodioríticos y porfíricos que aumentan el espesor aparente de la secuencia expuesta a unos 300 m. Fauna fósil de valor geocronológico no ha sido documentada en este sector.

Más al sur, en la **Qda. Lagunillas** (figura 16) aflora una secuencia sedimentaria marina clástica-carbonatada, de disposición sub-horizontal, dispuesta discordantemente sobre la Formación La Totorá y truncada en su techo por el nivel de erosión actual. Von Hillebrandt (1973) señala que estos depósitos marinos jurásicos se diferencian de aquellos que afloran más al norte, en Quebrada Las Máquinas (río Manflas), por ser de carácter predominantemente clástico. Considerando su contenido fosilífero, el mismo autor le atribuye a esta secuencia un rango de edad comprendido entre el **Sinemuriano superior** y el **Bajociano**, destacando la ocurrencia de tufitas en los niveles bajocianos y un aporte sedimentario desde el oeste al menos desde el **Toarciano superior**. Estos estratos se extienden hacia el este, fuera del área de estudio y, por el oeste, sus afloramientos están en parte interrumpidos por la Falla La Jarilla, observándose un pronunciado cambio en el espesor de la formación al atravesar su traza desde 650 m al E hasta sólo 100 m al oeste de ésta (figura 24).

En las **Quebradas La Totorá y Chancoquín** la Formación Lautaro aflora en dos franjas paralelas de orientación NNE que coalescen, en su extremo sur, bajo depósitos de remoción en masa (figura 16). La franja occidental corresponde a un homoclinal con 27° de manteo al oeste y que termina abruptamente contra la falla La Jarilla. En esta zona la formación alcanza los 540 m de espesor e incluye, de base a techo (von Hillebrandt, 1973; figura 27):

260 m de margas con areniscas en la base e intercalaciones de calizas fosilíferas en la parte superior

50 m de calizas fosilíferas

150 m de margas a areniscas calcáreas con un paquete de 20 m. de calizas en la parte superior

80 m de margas rojas fosilíferas que gradan a areniscas rojas con intercalaciones de calizas

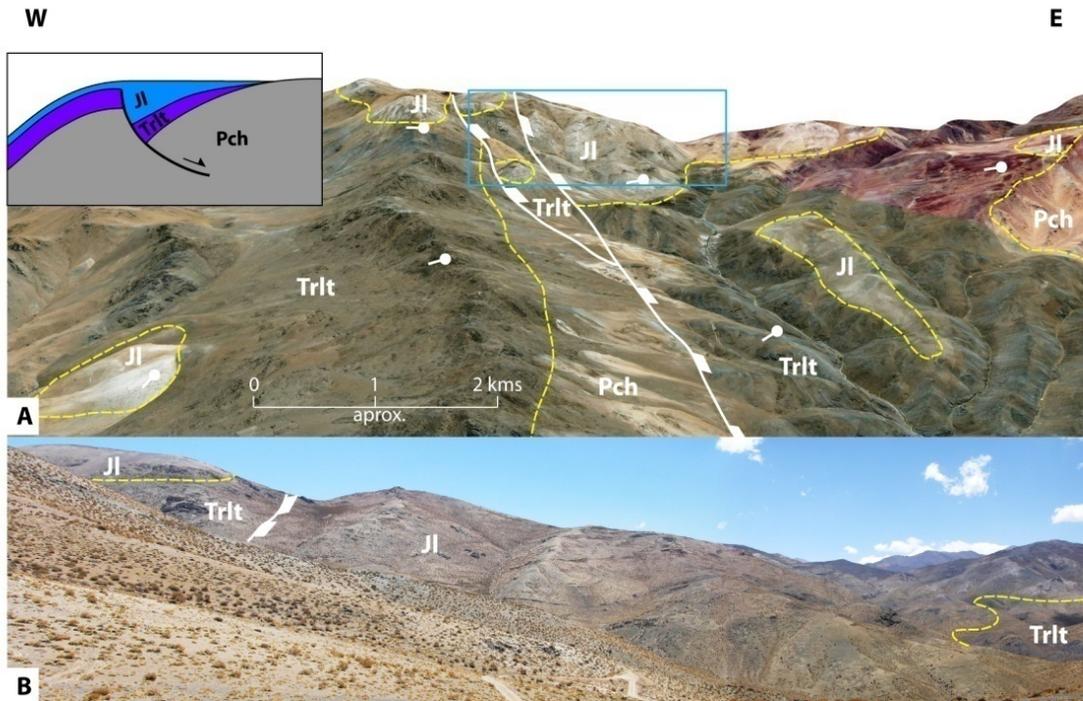


Figura 24. Falla La Jarilla. **A)** Imagen Google Earth de Falla La Jarilla, recuadro azul: Ubicación de foto en B. **B)** Foto que muestra el desplazamiento normal de la Falla la Jarilla.

La franja oriental, en su parte norte, se encuentra interrumpida en el oeste por la falla La Totorita (figura 19). Esta franja solo alcanza los 400 m de espesor, y se compone de base a techo por (von Hillebrandt, 1973; figura 27):

250 m de una alternancia entre paquetes de 50 metros de margas y calizas fosilíferas.

60 m de margas rojas.

40 m de areniscas rojas.

50 m de margas rojas.

10 m de areniscas y margas

Esta franja presenta una intensa deformación, la que se acentúa en la vecindad de la Falla La Totorita. En base a su contenido fósil, von Hillebrandt (1973) le asigna a esta secuencia un rango de edad que abarca desde el **Sinemuriano superior** al **Bajociano**.

En la **Quebrada La Plaza**, al este de El Tránsito, la formación aflora como una delgada franja de orientación NNE, de 10 km de largo (figura 16). La secuencia se inclina entre 30 y 70 grados hacia el oeste y presenta cambios de espesor controlados por la ocurrencia de fallas normales sinsedimentarias (figura 25), además de estructuras de slumping sinsedimentario con vergencia hacia el oeste (figura 26).



Figura 25. Falla normal syn-sedimentaria en la Qda. La Plaza.

Este paquete sedimentario tiene una geometría de cuña cuyo espesor se reduce hacia el este, cubriendo en onlap a la Formación La Totorá, y aumenta hacia el oeste, donde los estratos se encuentran interrumpidos por la falla La Plaza que la pone en contacto con basamento paleozoico. En la ladera sur de la Quebrada La Plaza, las capas superiores de esta formación alcanzan a cubrir, hacia el oeste, al basamento paleozoico. El espesor máximo de esta secuencia es de 230 m, y de base a techo incluye (figura 27; von Hillebrandt, 1973):

70 m de areniscas a margas arenosas rojas con escasas intercalaciones de calizas fosilíferas.

40 m de calizas fosilíferas.

120 m de areniscas y margas arenosas rojas con intercalaciones de calizas fosilíferas y, en el techo, conglomerados arenosos.

La edad de esta secuencia abarca desde el **Sinemuriano superior** hasta al menos el **Aaleniniano** (von Hillebrandt, 1973).

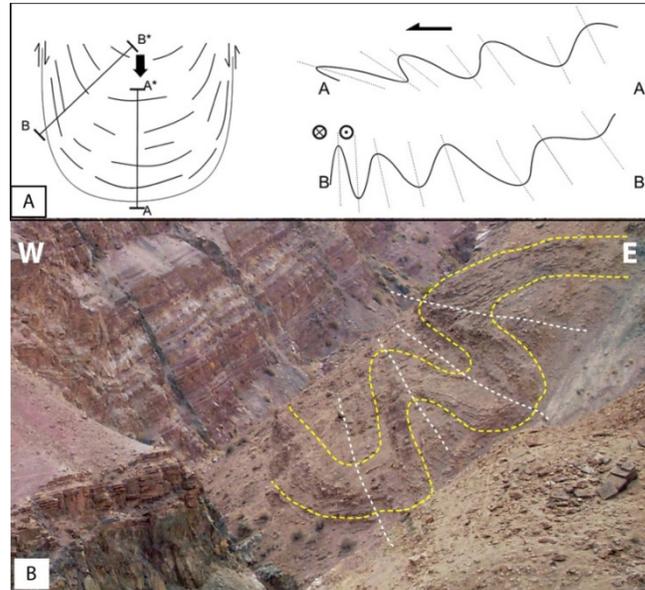


Figura 26. A) Secciones transversales y oblicuas de slumpings que muestran la relación entre la inclinación aparente de los planos axiales y la dirección de transporte (Debacker et al., 2009) B) Foto de slumpig dentro de la Fm. Lautaro, bloque yaciente de Falla Qda. La Plaza.

En la **Quebrada Las Pircas**, los afloramientos están intensamente deformados y limitados al oeste por la falla Las Pircas (figura 16). En esta zona, la sucesión expuesta no supera los 100 metros de espesor y la formación se compone de calizas margosas y margas calcáreas con areniscas subordinadas, especialmente en la base (von Hillebrandt, 1973). El contenido fosilífero incluye niveles del **Pliensbaquiano** hasta, al menos, el **Toarciano inferior** (von Hillebrandt, 1973).

En la **Quebrada Pinte** se encuentran los afloramientos más meridionales de la Formación (figura 16), donde constituye una gran cornisa de orientación NNE que mantea entre 90 y 60 grados al oeste y que alcanza un espesor máximo de 430 m. La formación se apoya sobre la Formación La Totorá y está cubierta en discordancia angular por la Formación Picudo. De base a techo se compone de (von Hillebrandt, 1973; figura 27):

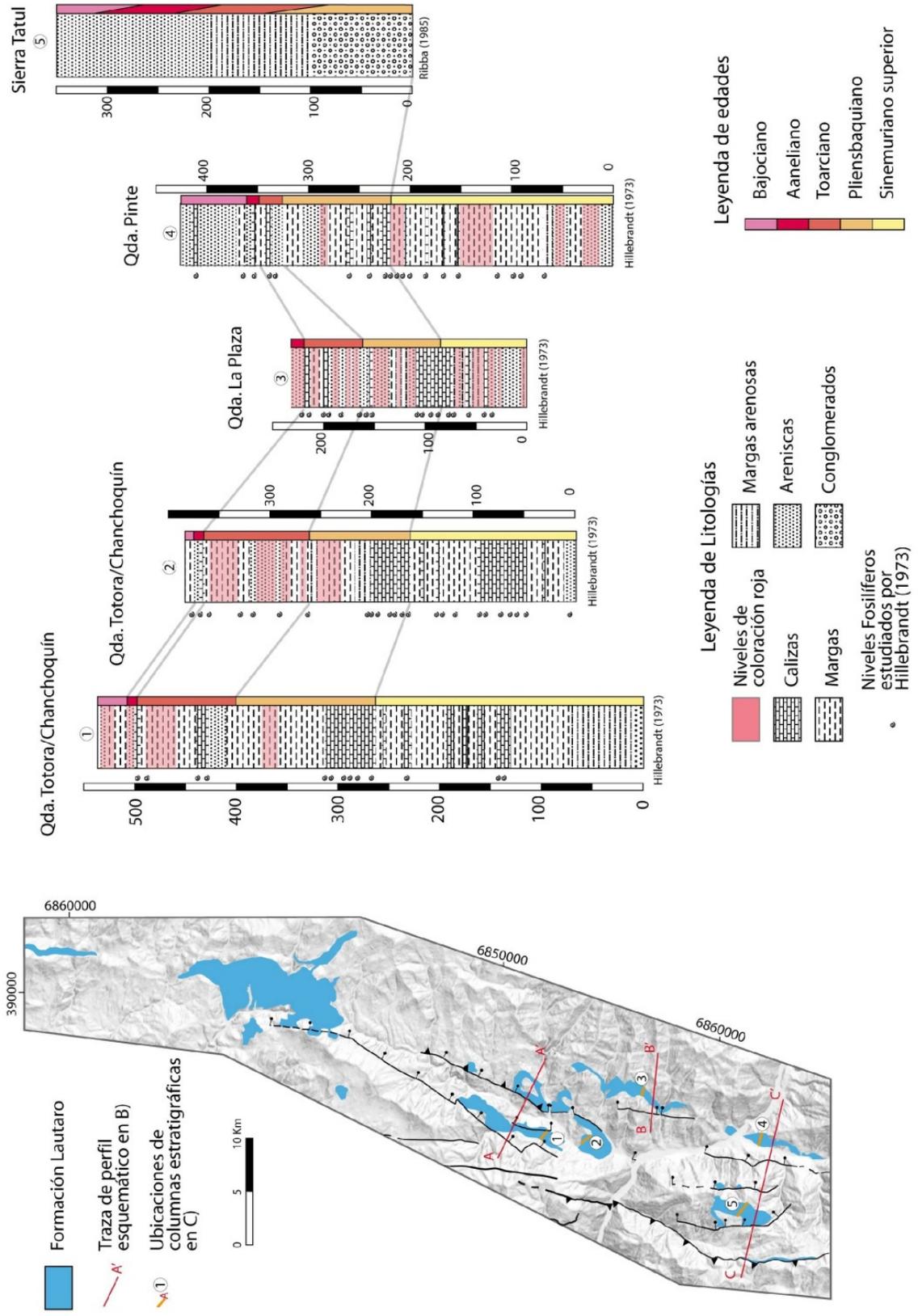


Figura 27. Columnas estratigráficas de la Fm. Lautaro (mod. von Hillebrandt (1973) y Ribba (1985)).

70 m de conglomerados finos y arenas con tonalidades rojizas en algunos sectores.

70 m de margas fosilíferas de color rojo en su parte superior

140 m de una alternancia de calizas y margas .

150 m de areniscas con intercalaciones de calizas y margas y conglomerados en el techo.

Su contenido fosilífero incluye desde el **Sinemuriano superior** hasta el **Bajociano** (von Hillebrandt, 1973).

En el **Cerro Tatul**, 6 km al E de la Quebrada Pinte (figura 16), la formación se apoya en discordancia angular sobre la Formación La Totora y está cubierta parcialmente por depósitos no consolidados de remoción en masa. Alcanzan entre los 350 y 400 m de espesor (Ribba, 1985) y se disponen formando un sinclinal cuyo limbo occidental está interrumpido por una falla normal de alto ángulo (Falla Cerro Los Quemados) que la pone en contacto con el basamento paleozoico (figura 28). Según Ribba (1985), esta sección se compone de (figura 27):

100 m de brechas violáceas, conglomerados finos con cemento calcáreo y areniscas finas a medias cemento calcáreo.

100 m de calcarenitas, calizas micríticas y calcilititas

150 a 200 m de areniscas, limolitas de aspecto tobáceo y conglomerados.

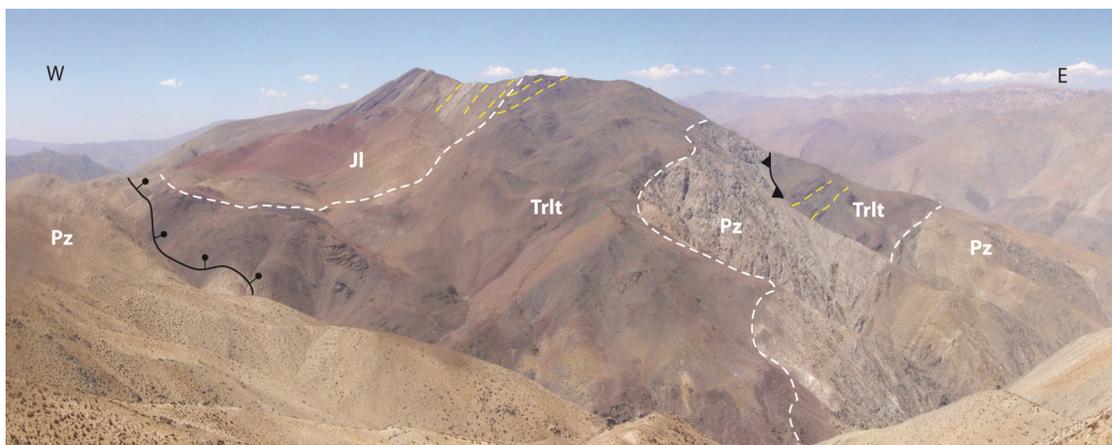


Figura 28. Foto de la sierra del Tatul. Negro: Fallas. Segmentado blanco: Contacto erosivo. Segmentado amarillo: estratificación

Von Hillebrandt (1973) en base a su contenido fosilífero le atribuye a esta secuencia un rango de edad comprendido entre el **Pliensbaquiano** y el **Bajociano**.

Edad y Ambiente de depositación

El inicio de la sedimentación marina de la Formación Lautaro en Quebrada Lagunillas, Quebrada La Totor-Chanchoquin, Quebrada La Plaza y Quebrada Pinte habría comenzado en el **Sinemuriano superior**, mientras que en el Cerro Tatul y Quebrada Las Pircas en el **Pliensbaquiano** (von Hillebrandt, 1973). De esta manera se evidencia una primera transgresión marina, proveniente desde el norte, en el Sinemuriano medio, y luego un segundo pulso importante en el Pliensbaquiano que extiende la cuenca hacia el sur y que inunda las áreas aledañas al este y oeste (von Hillebrandt, 1973; Vicente, 2005; figura 29). En los niveles del Sinemuriano, von Hillebrandt (1973) identifica un importante aumento de la componente clástica, un mayor tamaño de grano y un predominio de faunas más someras en las localidades más meridionales (von Hillebrandt, 1973), lo que evidencia una paleo-línea de costa hacia el sur.

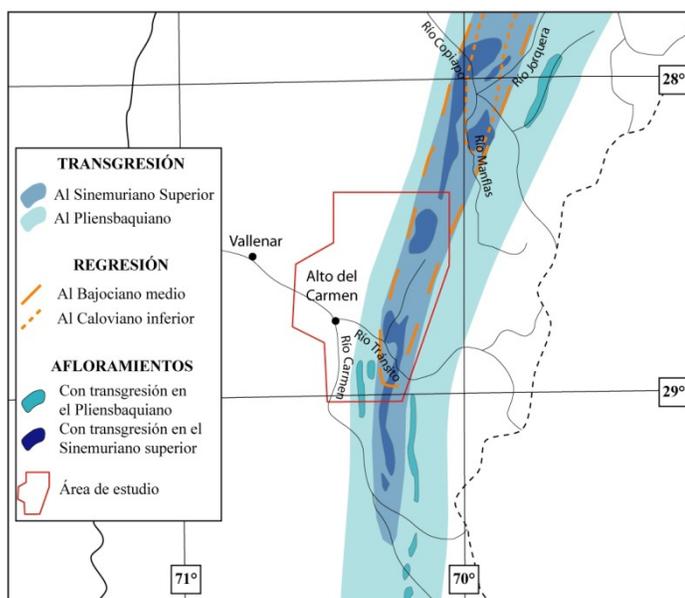


Figura 29. Etapas de transgresión y regresión marina para la Formación Lautaro (Mod. Vicente, 2005; Vicente, 2006)

Por otro lado, los únicos afloramientos que preservan la discordancia erosiva que representa el techo de esta formación corresponden a los de las Quebradas La Totorá-Chanchoquín y Pinte, cuyos depósitos indican la emersión de la cuenca en el Bajociano (figura 27; von Hillebrandt, 1973). Este retroceso de la línea de costa se produce de sur a norte, de manera inversa a la transgresión (Vicente, 2006; figura 29) y ocurre de manera sincrónica con el inicio de actividad volcánica hacia el oeste de la cuenca, evidenciado por la aparición de depósitos volcanogénicos en los niveles del Bajociano de las secuencias septentrionales del área de estudio (Quebrada Lagunillas; von Hillebrandt, 1973).

3.2.1.4 Jurásico Inferior-Medio: Estratos del Verraco (Nasi et al., 1990)

Esta unidad informal fue definida en la Quebrada del Verraco ubicada 13 km al sur del área de estudio por el valle del río del Carmen. En su localidad tipo corresponde a 1700 m de andesitas masivas con intercalaciones de brechas, conglomerados y calizas fosilíferas con fauna liásica, que se apoyan concordantemente sobre la Formación San Félix y son cubiertas, en discordancia erosiva, por una secuencia de conglomerados y lavas atribuidas a la Formación Algarrobal (Jurásico Superior) (Nasi et al., 1990). Estos afloramientos tienen continuidad hacia el norte por el río del Carmen, en el sur del área de estudio, donde están truncados en su base por la falla San Félix (figura 16).

En la Quebrada del Tabaco, en este trabajo se reconoce una secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de brechas de 600 m de espesor que se apoyan concordantemente sobre la Formación San Félix y que en sus afloramientos más septentrionales su base se encuentra truncada por la falla El Tabaco (figura 16), en cuyo bloque yacente afloran niveles de calizas fosilíferas intensamente plegadas. Estas rocas se encuentran cubiertas por gruesos paquetes de brechas volcánicas rojas y paraconglomerados brechosos definidos en este trabajo como los Estratos del Tabaco. Dada las similitudes litológicas y su posición estratigráfica esta secuencia es asignada a los Estratos del Verraco.

Al estar dispuestos sobre la Formación San Félix (Triásico medio-Superior) y bajo los Estratos del Tabaco (Jurásico Superior), y en consideración de la fauna liásica reconocida en las

intercalaciones calcáreas en su localidad tipo (Nasi et al., 1990), a los Estratos del Verraco se les asigna una edad Jurásica inferior a media (figura 15).

3.2.2 Jurásico Superior

En la zona de estudio los depósitos del Jurásico Superior corresponden a depósitos volcánicos ácidos a intermedios, de ambiente continental a marino, que afloran en toda el área. Estos depósitos afloran en tres franjas discretas de orientación NS a NE (figura 30). La franja oriental corresponde a las volcanitas continentales de la **Formación Picudo** (Reutter, 1974), asignadas al Jurásico Superior por Reutter (1974), Ribba (1985) y Moscoso et al. (2010). La franja central, que aflora en las vertientes occidentales del Río del Carmen, en la Quebrada del Tabaco y en la Quebrada Las Habas (**Estratos del Tabaco**), se compone por lavas, tobas y volcarenitas continentales, con texturas subacuáticas en los afloramientos más septentrionales. Finalmente, la franja occidental, corresponde a las rocas volcánicas con intercalaciones marinas de la **Formación Punta del Cobre** (Arévalo et al., 2009) (figura 30).

3.2.2.1 Franja Oriental: Formación Picudo (Reutter, 1974)

Esta unidad fue definida en el cerro Picudo (o Cerro La Guitarra según Nasi et al., 1990), ubicado 15 Km al sureste del área de estudio, como una secuencia sedimentaria y volcánica que cubre en discordancia a la Formación Lautaro. En su localidad tipo se compone de una sección basal sedimentaria y una sección superior volcánica. La sección sedimentaria alcanza hasta los 1500 m de potencia y se compone de ortoconglomerados y paraconglomerados de matriz de arenisca líticofeldespática gruesa, volcarenitas feldespáticas y feldsareníticas líticas de grano medio a grueso, por lo general brechosos y de cemento silíceo y ferruginoso (Nasi et al., 1990). La sección superior se compone de andesitas amigdaloidales de clinopiroxeno, andesitas basálticas de olivino, brechas andesíticas, tobas de lapilli y tobas líticas y litocristalinas de composición dacítica (Nasi et al., 1990). Reutter (1974) asignó las capas de rocas volcanoclásticas que cubren a la Formación Lautaro en la Quebrada Pinte, en la localidad del Tránsito y en la Quebrada La Totorá, a esta formación, asignándole, en base a la edad de la Formación Lautaro y a la

correlación estratigráfica con la Formación Algarrobal, definida por Dediós (1967), una edad jurásica superior.

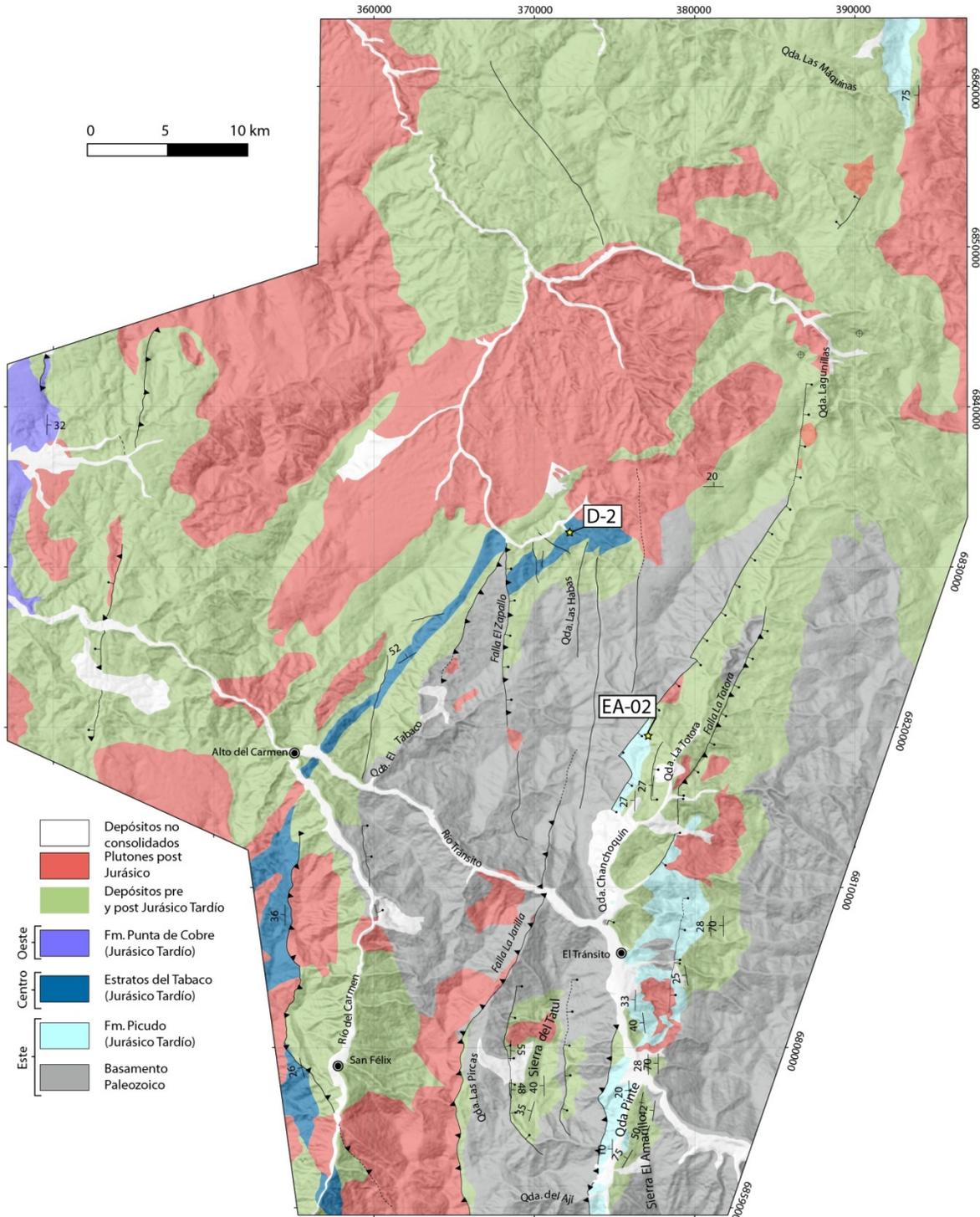


Figura 30. Distribución de afloramientos del Jurásico Superior. Estrellas amarillas indican ubicación de muestras datadas por U-Pb.

En el área de estudio la Formación Picudo aflora como una franja N-S, en la **Quebrada las Máquinas**, como una pequeña franja NNE, al oeste de la **Quebrada La Totora** y como una franja de 24 Km de largo y orientación NNE que se extiende entre la **Quebrada Pinte** por el sur, y la **Quebrada La Totora** por el norte (figura 30).

La franja más septentrional, en la **Quebrada Las Máquinas**, se compone de 300 m de lavas andesíticas porfíricas cornificadas. Se apoyan en discordancia erosiva por sobre la Formación Lautaro y son cubiertas en discordancia erosiva por las areniscas rojas de los Estratos de Alto del Carmen, y por otra superficie erosiva sobreimpuesta que la pone en contacto con los Estratos de Santa Juana (Cretácico Superior tardío).

Más al sur, en la **Quebrada la Totora**, La Formación Picudo aflora con un espesor muy reducido (250 m) y se compone de andesitas porfíricas y tobas de lapilli dacíticas. Se apoya discordantemente sobre la Formación Lautaro y su techo se encuentra truncado por la superficie de erosión actual (figura 33).

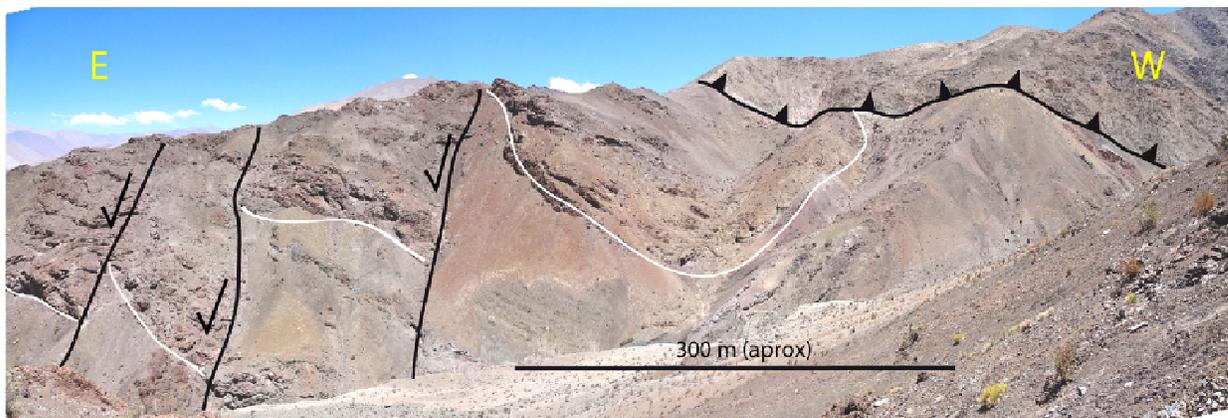


Figura 31. Panorámica Ladera oeste de Quebrada Pinte. Jp: Fm. Picudo; Pz: Basamento Paleozoico.

Esta formación muestra su mayor exposición en la **Quebrada Pinte**, alcanzando un espesor de 1100 m (figura 33). En este lugar la Formación Picudo se compone de lavas andesíticas, tobas de lapilli y de ceniza, lava-domos dacíticos con brechas de colapso asociadas, intercalaciones de litarenitas rojas finas y un lente de yeso de 50 m de espesor en el techo de la secuencia (En la Quebrada del Ají). Se apoya en discordancia erosiva por sobre la Formación Lautaro, y hacia el

oeste se encuentra en contacto por falla con el basamento paleozoico (figura 31). En el sector de Quebrada Las Arenas, se aprecian niveles piroclásticos que presentan drásticos cambios de espesor controlados por fallas normales de desplazamiento decamétrico (figura 31).

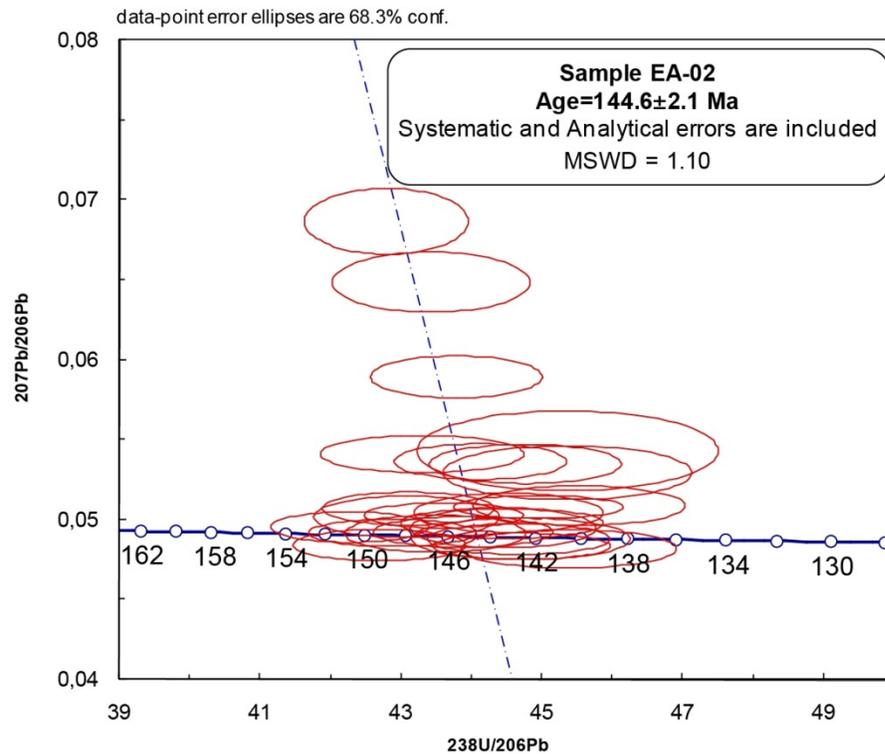


Figura 32. Diagrama de concordia para resultados analíticos U-Pb en circón de muestra EA-02, Formación Picudo. Ubicación de muestra en figura 30, Detalles en tabla 5.

Edad

La edad máxima para la Formación Picudo esta acotada por los niveles de edad bajociana de la Formación Lautaro, a los que cubre en discordancia (Reutter, 1974). En este trabajo se obtuvieron análisis de U-Pb en La-ICPMS en 31 circones en una toba de lapilli dacítica (muestra EA-03) extraída de la base de la secuencia que aflora al este de la Quebrada La Tora (figura 30). Estos análisis arrojaron una edad de concordia de $144,6 \pm 2,1$ Ma (figura 32, Tabla 5). Por otro lado, Oliveros et al.(2012) presenta una edad Ar/Ar en anfíbola de $163,4 \pm 1,2$ Ma en una lava basal de la secuencia que aflora en la Quebrada Pinte y una edad U-Pb en circón de $151,4 \pm 2,7$ Ma en la

parte media de la misma secuencia (figura 33). De esta manera, el rango de edad posible para esta formación abarca desde el Oxfordiano hasta el Berrasiano inferior (figura 15).

Análisis	U	Th	238U	1 sigma	207Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best age	1 sigma
	ppm	U	206Pb	% error	206Pb	% error	age	abs err	age	abs err		abs err
All analyses	< 10 % discordant											
	Ma											
EA02_14	117	0,46	47,647	1,91%	0,0628	1,77%	133,9	2,5	701,0	37,3	133,9	2,5
EA02_22	214	0,27	46,283	2,00%	0,0541	1,32%	137,8	2,7	374,9	29,5	137,8	2,7
EA02_6	324	0,26	45,526	2,18%	0,0509	1,60%	140,1	3,0	235,6	36,5	140,1	3,0
EA02_7	189	0,20	45,375	2,22%	0,0482	1,65%	140,5	3,1	108,6	38,5	140,5	3,1
EA02_9	169	0,21	45,357	3,11%	0,0543	3,04%	140,6	4,3	384,2	66,8	140,6	4,3
EA02_28	211	0,28	45,357	2,57%	0,0529	2,09%	140,6	3,6	326,4	46,8	140,6	3,6
EA02_24	347	0,46	44,938	1,77%	0,0508	0,94%	141,9	2,5	231,4	21,6	141,9	2,5
EA02_17	106	0,25	44,759	2,01%	0,0535	1,51%	142,4	2,8	349,6	33,8	142,4	2,8
EA02_32	232	0,27	44,701	1,86%	0,0483	1,13%	142,6	2,6	116,0	26,5	142,6	2,6
EA02_20	60	0,20	44,700	2,29%	0,0488	1,76%	142,6	3,2	139,1	40,8	142,6	3,2
EA02_25	128	0,16	44,666	1,91%	0,0488	1,30%	142,7	2,7	137,8	30,3	142,7	2,7
EA02_23	94	0,27	44,521	1,98%	0,0504	1,59%	143,2	2,8	215,3	36,5	143,2	2,8
EA02_27	92	0,28	44,440	1,95%	0,0495	1,63%	143,4	2,8	170,3	37,7	143,4	2,8
EA02_30	220	0,24	44,424	2,13%	0,0498	1,27%	143,5	3,0	185,1	29,3	143,5	3,0
EA02_5	152	0,23	44,120	1,83%	0,0536	1,37%	144,5	2,6	356,0	30,5	144,5	2,6
EA02_31	127	0,25	43,877	1,91%	0,0492	1,29%	145,3	2,7	159,2	29,8	145,3	2,7
EA02_11	130	0,21	43,781	1,84%	0,0589	1,47%	145,6	2,6	565,0	31,7	145,6	2,6
EA02_26	292	0,32	43,600	1,71%	0,0503	1,03%	146,2	2,5	207,7	23,6	146,2	2,5
EA02_18	109	0,23	43,481	1,95%	0,0491	1,56%	146,6	2,8	154,4	36,0	146,6	2,8
EA02_4	94	0,22	43,420	2,14%	0,0649	1,92%	146,8	3,1	769,9	39,9	146,8	3,1
EA02_1	278	0,59	43,296	2,20%	0,0541	1,40%	147,2	3,2	375,6	31,3	147,2	3,2
EA02_10	146	0,22	43,100	1,87%	0,0507	1,35%	147,9	2,7	227,1	30,9	147,9	2,7
EA02_19	76	0,23	43,077	2,02%	0,0502	1,72%	147,9	3,0	203,8	39,3	147,9	3,0
EA02_21	170	0,32	42,870	1,83%	0,0492	1,14%	148,6	2,7	156,5	26,4	148,6	2,7
EA02_15	195	0,31	42,789	1,79%	0,0687	1,98%	148,9	2,6	888,9	40,4	148,9	2,6
EA02_16	144	0,27	42,687	1,88%	0,0484	1,33%	149,3	2,8	119,5	31,1	149,3	2,8
EA02_29	193	0,31	42,339	2,14%	0,0518	1,46%	150,5	3,2	277,5	33,2	150,5	3,2
EA02_3	191	0,25	42,265	1,76%	0,0495	1,26%	150,7	2,6	173,6	29,2	150,7	2,6
EA02_12	150	0,36	41,745	1,81%	0,0659	1,27%	152,6	2,7	802,5	26,4	152,6	2,7
EA02_8	47	0,20	41,123	2,05%	0,0588	2,05%	154,9	3,1	558,9	44,0	154,9	3,1
EA02_2	127	0,36	41,087	1,95%	0,0492	1,45%	155,0	3,0	155,3	33,6	155,0	3,0

Tabla 5. Datos analíticos de LA-ICPMS en circones de muestra EA-02 de de la Formación Picudo. Ubicación en figura 30. Análisis realizados en por Dr. Víctor Valencia en la Universidad de Arizona, Tucson, USA.

Ambiente de Depositación

Un rasgo notable de esta unidad es el drástico aumento de espesor de norte a sur, desde 250 m en la Quebrada la Totorá a 1100 m en la Quebrada Pinte (figura 33). Si consideramos además las edades radiométricas disponibles, se evidencia claramente que los depósitos de la Quebrada Pinte representan el relleno de una depresión volcánico-tectónica que habría tenido un desarrollo

principalmente en el sector de Quebrada Pinte, probablemente controlado por la acción de fallas normales. Estas fallas normales habrían tenido por lo tanto un desplazamiento de alrededor de 800 m. Adicionalmente, los grandes volúmenes de depósitos piroclásticos ácidos en estrecha relación con aparatos volcánicos intermedios a ácidos, así como la removilización del material volcánico y la depositación de éste en pequeñas sucesiones intercaladas de litarenitas y feldsarenitas líticas, sugieren que estos depósitos podrían corresponder a un complejo volcánico tipo caldera.

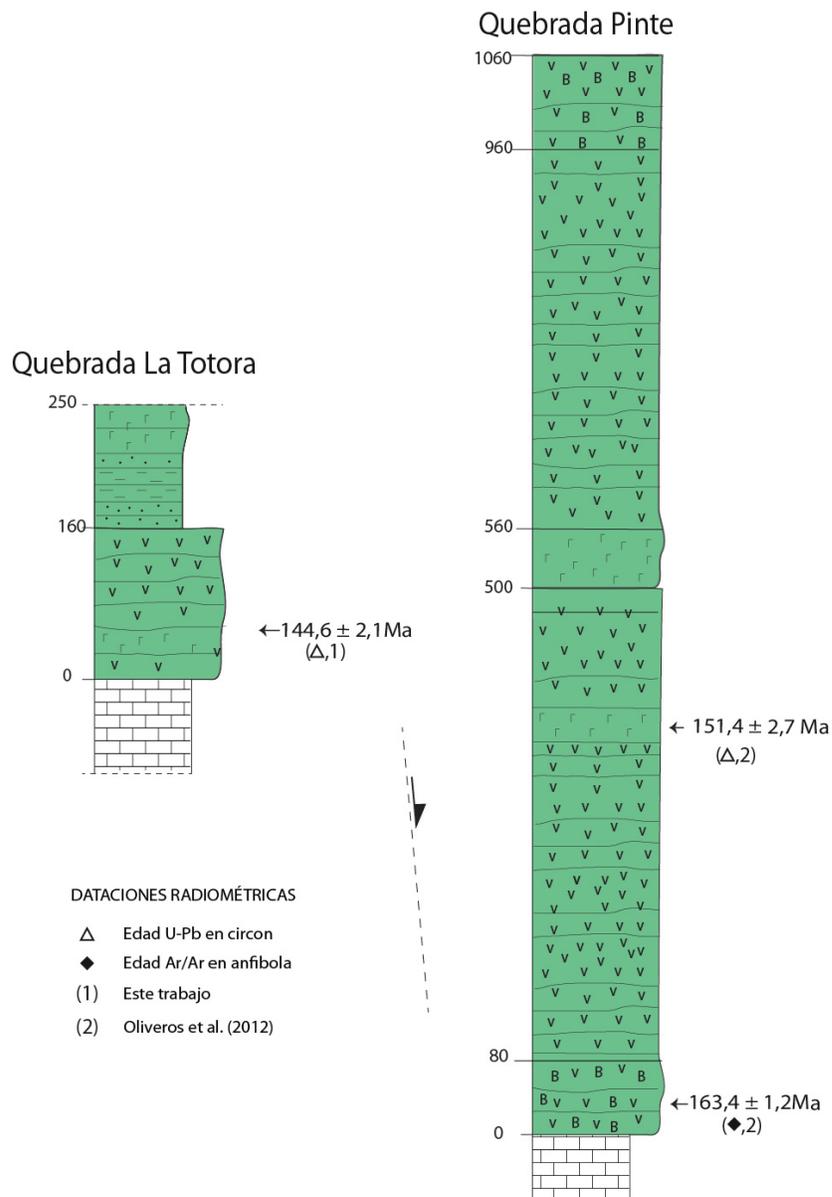


Figura 33. Columnas Estratigráficas y edades de la Formación Picudo de las quebradas Pinte y La Totora.

3.2.2.2 Franja Central: Estratos del Tabaco (En este trabajo)

En este trabajo se definen como Estratos del Tabaco a una secuencia volcánica principalmente piroclástica y continental, de característico color rojo, que aflora como una franja de orientación NS a NNE a lo largo del valle del Carmen y de la Quebrada del Tabaco (figura 30). Esta unidad se apoya en discordancia sobre los Estratos del Verraco y es cubierta en discordancia por los Estratos de Alto del Carmen. Estos afloramientos fueron asignados por Ribba (1985) a los Estratos del Verraco, definidos más al sur en la Hoja Guanta (Nasi et al., 1990), sin embargo, el carácter continental de estas rocas y su preponderancia de rocas piroclásticas permiten diferenciarla de los Estratos del Verraco.

Presenta un espesor casi constante de 500 mts. y se compone de tobas brechosas, conglomerados brechosos con intercalaciones de andesitas, litarenitas feldespáticas y limonitas.

En el sector de Quebrada Las Habas (figura 30) aflora una sucesión de brechas volcánicas y lavas andesíticas con texturas hialoclásticas y tobas de ceniza en el techo. Esta sucesión es asignada, en base a su posición estratigráfica y características litológicas, a los Estratos del Tabaco. Cubre en concordancia a los Estratos del Verraco, y es cubierta, en discordancia angular, por los Estratos de Alto del Carmen (figura 34).

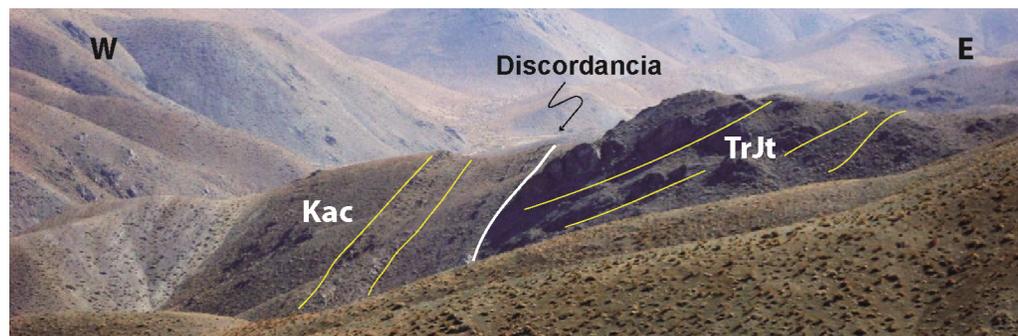


Figura 34. Vista hacia al norte en sector Quebrada Las Habas. TrJt: Estratos del Tabaco. Kac: Estratos de Alto del Carmen.

Edad

Al estar apoyada sobre los Estratos del Verraco, esta unidad tendría una edad post-liásica. En el sector de Quebrada Las Habas, se realizaron análisis LA-ICPMS de U-Pb en circón en una toba

de ceniza obtenida en el techo de esta sucesión, justo bajo la discordancia que la separa de los Estratos de Alto del Carmen (Muestra D2; figura 30). Se analizaron 47 circones (Tabla 6), los que se pudieron agrupar en dos poblaciones, una joven en torno a los 136 Ma de muy baja dispersión (Datos en color rojo en figura 35) y una más antigua en torno a los 147 Ma de muy alta dispersión (Datos de color gris en figura 35). Además se obtuvieron dos edades anómalamente más jóvenes (126 ± 2 y 130 ± 2 Ma) que carecen de valor estadístico (Datos en color verde en figura 35). La población más antigua, presenta una homogénea distribución entre los 145 y 150 Ma, por lo que se interpreta como circones heredados. La población más joven arroja un promedio ponderado de $136,18 \pm 0,94$ Ma, la que se interpreta como la edad de cristalización del magma a partir del cual se generó este depósito piroclástico. De esta manera el rango de edad para la depositación de esta unidad va desde el Jurásico Superior hasta el Valanginiano.

3.2.2.3 Franja Oriental: Fm. Punta del Cobre (Segerstrom y Ruiz, 1962)

Segestrom y Ruiz (1962) definen, como Formación Punta del Cobre a una secuencia esencialmente volcánica con intercalaciones de sedimentos marinos hacia el techo que aflora en el valle de Copiapó. En su localidad tipo su base no aflora y está cubierta por calizas con fauna fósil de edad neocomiana (Segerstrom y Ruiz, 1962).

En el extremo occidental del área de trabajo, y extendiéndose fuera de ésta, aflora una secuencia volcánica, con intercalaciones de sedimentos marinos, que se encuentra cubierta concordantemente por depósitos de edad neocomiana y que Arévalo et al. (2009) asignan a la Formación Punta del Cobre (figura 30). Esta secuencia se compone de lavas andesíticas con lentes de conglomerados y de areniscas y complejos de domos dacíticos. Su base no aflora en la zona, presentando un espesor mínimo de 300 mt.

Edad, Correlaciones y Ambiente de Depositación

Ni en su localidad tipo ni en el área de estudio aflora la base de esta formación, por lo que la edad máxima de esta formación es incierta. Sin embargo, Welkner et al. (2006) infiere, hacia el oeste del área de estudio, un contacto concordante sobre una sucesión de lavas andesíticas, indiscriminables litológicamente de la Formación Punta del Cobre, que se apoyan más al norte,

en la carta Carrizal- Bajo-Chacritas, sobre areniscas con amonites sinemurianos de la Formación Canto del Agua (Arévalo y Welkner, 2008) y que asigna a la Formación La Negra (García, 1967).

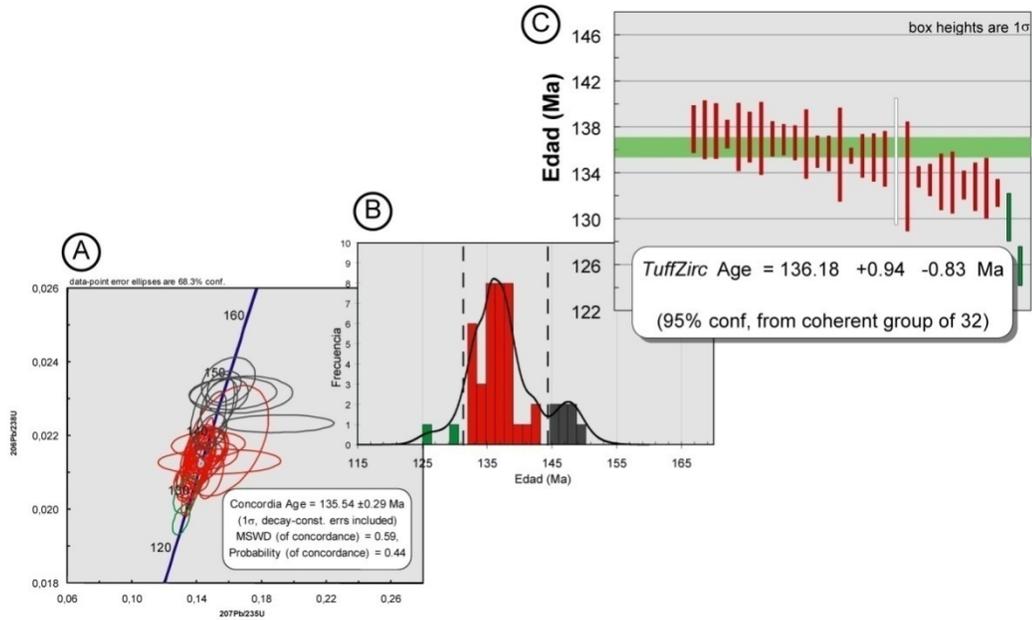


Figura 35. Resultados analíticos U-Pb en circón de muestra D-2, población más antigua en gris, población más joven en rojo y datos anómalos en verde **A)** Diagrama de concordia y Edad de la población más joven (datos en rojo). **B)** Histograma de edades. **C)** Promedio ponderado de población más joven (en rojo).

En su localidad tipo, sobre su techo se apoyan las calcilitas y grauwas, con fauna fósil del Valanginiano superior (Corvalán in Segerstrom, 1960; Mourgues, 2007), del Grupo Chañarcillo. Al suroeste del área de estudio, en la carta Vallenar-Domeyko, Arévalo et al. (2009) describe un miembro superior con intercalaciones sedimentarias para la Formación Punta del Cobre que contiene fauna fósil del Hauteriviano superior (Mourgues in Arévalo et al., 2009). Estos datos indican un diacronismo para el techo de esta formación en el que el cese del volcanismo ocurre primero a la latitud de Copiapó en el Valanginiano, pero que a la latitud del área de estudio ocurre recién en el Hauteriviano superior. Finalmente, el rango de edad posible para la Formación Punta del Cobre, en el área de estudio, es Jurásico Superior-Hauteriviano superior.

Esta unidad se correlaciona con los miembros superiores de las Formaciones Algarrobal, Lagunillas y Picudo (Reutter, 1974; Nasi et al., 1990; Iriarte et al., 1999) y con los Estratos del

Analysis	U (ppm)	206Pb 204Pb	U/Th	207Pb* 235U*	± (%)	206Pb* 238U	± (%)	error corr.	207Pb* 235U	± (Ma)	206Pb* 207Pb*	± (Ma)	206Pb* 238U*	± (Ma)
D2-45	832	15356	1,6	0,1304	2,7	0,0197	1,4	0,50	124,5	3,2	97,1	55,7	125,9	1,7
D2-48	256	7456	1,9	0,1331	3,7	0,0204	1,6	0,43	126,9	4,5	66,1	80,5	130,1	2,1
D2-15	341	9432	2,7	0,1394	3,7	0,0207	0,9	0,24	132,5	4,6	136,2	85,0	132,3	1,2
D2-50	367	7696	1,9	0,1379	3,6	0,0208	2,0	0,55	131,1	4,5	103,4	72,0	132,7	2,6
D2-49	325	7780	1,8	0,1353	4,7	0,0208	1,6	0,34	128,9	5,7	57,1	104,8	132,8	2,1
D2-9	260	5444	2,2	0,1365	4,6	0,0208	0,9	0,20	130,0	5,6	75,4	106,9	133,0	1,2
D2-47	270	8504	2,3	0,1354	4,0	0,0209	2,0	0,50	129,0	4,9	52,2	83,4	133,2	2,7
D2-44	244	3604	2,3	0,1491	3,4	0,0209	1,9	0,55	141,1	4,4	276,2	64,1	133,2	2,4
D2-2	330	6860	2,0	0,1390	3,7	0,0209	1,1	0,29	132,1	4,6	109,7	83,1	133,4	1,4
D2-43	485	8212	2,0	0,1400	4,4	0,0210	0,7	0,16	133,1	5,4	122,5	101,6	133,7	0,9
D2-8	1380	12292	0,7	0,1410	3,9	0,0210	3,6	0,93	133,9	4,8	138,3	32,8	133,7	4,8
D2-27	474	9984	1,7	0,1402	4,6	0,0212	4,1	0,90	133,2	5,7	101,2	46,0	135,0	5,5
D2-29	359	7868	1,8	0,1417	3,1	0,0212	1,8	0,57	134,6	4,0	123,0	60,7	135,2	2,4
D2-6	266	7764	2,2	0,1414	3,5	0,0212	1,6	0,45	134,3	4,4	116,2	73,4	135,3	2,1
D2-10	303	9860	1,5	0,1428	4,1	0,0212	1,4	0,34	135,5	5,2	136,5	90,9	135,5	1,9
D2-28	367	6852	1,9	0,1422	3,3	0,0212	0,5	0,15	135,0	4,2	126,3	78,0	135,5	0,7
D2-13	229	6220	1,8	0,1402	4,7	0,0213	3,1	0,65	133,2	5,9	91,3	85,5	135,6	4,1
D2-21	289	8668	2,2	0,1406	3,3	0,0213	1,1	0,35	133,6	4,1	97,0	72,1	135,7	1,5
D2-5	288	3868	1,4	0,1540	16,3	0,0213	1,0	0,06	145,4	22,1	304,1	372,7	135,9	1,4
D2-23	304	5580	1,8	0,1406	5,1	0,0214	2,2	0,44	133,6	6,4	81,6	108,7	136,5	3,0
D2-3	250	5644	1,9	0,1427	3,1	0,0214	1,1	0,36	135,5	3,9	114,9	68,2	136,6	1,5
D2-40	330	11284	1,7	0,1430	2,5	0,0215	1,0	0,40	135,7	3,2	114,3	54,3	136,9	1,4
D2-12	417	4684	1,8	0,1500	6,8	0,0215	1,1	0,16	141,9	9,0	224,6	155,1	137,0	1,5
D2-41	228	4524	1,3	0,1448	6,0	0,0215	2,3	0,39	137,3	7,7	142,2	129,1	137,0	3,2
D2-19	599	13116	1,5	0,1438	3,8	0,0215	1,6	0,43	136,4	4,8	123,9	80,1	137,1	2,2
D2-33	325	4736	1,8	0,1461	5,9	0,0215	2,2	0,37	138,5	7,7	161,5	128,9	137,1	3,0
D2-38	210	5364	1,9	0,1454	4,6	0,0215	0,9	0,20	137,9	5,9	146,1	106,1	137,4	1,2
D2-26	435	9792	1,7	0,1429	4,2	0,0216	1,8	0,42	135,6	5,3	100,2	90,0	137,6	2,4
D2-42	265	12956	3,0	0,1450	5,8	0,0216	1,9	0,32	137,5	7,5	132,5	129,6	137,8	2,5
D2-22	403	9768	2,1	0,1483	4,0	0,0216	1,5	0,38	140,4	5,3	183,7	86,9	137,8	2,1
D2-1	322	12144	2,8	0,1482	4,4	0,0216	1,1	0,25	140,3	5,7	181,5	98,8	137,9	1,5
D2-20	276	6436	2,0	0,1432	3,4	0,0217	1,3	0,38	135,9	4,3	97,4	73,7	138,1	1,7
D2-32	295	5528	1,8	0,1483	5,0	0,0217	1,6	0,32	140,4	6,5	179,2	109,9	138,1	2,2
D2-11	367	12848	2,4	0,1420	4,3	0,0217	1,9	0,44	134,8	5,4	73,8	91,4	138,3	2,6
D2-36	388	10900	1,6	0,1471	10,2	0,0218	1,1	0,11	139,4	13,3	149,6	238,9	138,8	1,5
D2-18	293	3596	1,2	0,1584	10,8	0,0219	4,5	0,42	149,3	15,0	309,4	222,9	139,4	6,2
D2-14	323	11268	2,2	0,1494	4,1	0,0221	1,4	0,35	141,4	5,4	146,6	89,3	141,0	2,0
D2-4	330	4168	1,6	0,1484	4,3	0,0223	2,6	0,60	140,5	5,6	109,0	80,7	142,3	3,6
D2-7	117	1444	1,4	0,1900	12,0	0,0223	0,7	0,06	176,7	19,5	664,6	257,6	142,4	1,0
D2-46	238	5972	3,7	0,1497	5,9	0,0227	2,9	0,49	141,7	7,8	92,0	122,0	144,7	4,1
D2-37	204	3028	2,0	0,1535	4,9	0,0228	2,0	0,42	145,0	6,6	135,2	104,6	145,6	2,9
D2-34	253	5360	2,0	0,1586	5,5	0,0231	1,3	0,24	149,5	7,6	186,8	123,8	147,1	1,9
D2-35	320	3788	1,4	0,1673	12,5	0,0231	1,4	0,11	157,0	18,2	306,6	284,6	147,3	2,1
D2-16	254	1692	2,2	0,1622	11,0	0,0231	1,2	0,11	152,7	15,6	233,2	252,6	147,5	1,8
D2-25	545	11964	0,7	0,1568	4,4	0,0233	1,2	0,28	147,9	6,0	135,9	99,2	148,7	1,8
D2-31	296	6972	1,2	0,1595	6,9	0,0235	1,8	0,27	150,2	9,6	160,6	155,1	149,6	2,7
D2-17	471	128888	2,6	2,0440	2,3	0,1895	1,8	0,76	1130,3	15,8	1152,2	29,8	1118,9	18,2

Tabla 6. Datos analíticos de LA-ICPMS en circones de muestra D-2 de de los Estratos de Alto del Carmen.

Ubicación en figura 30. Análisis realizados en por Dr. Víctor Valencia en la Universidad de Arizona, Tucson, USA.

Tabaco, sin embargo, La Formación Punta del Cobre se destaca de estas unidades por su predominancia de volcanismo subacuático en los niveles superiores.

En la localidad tipo, Marschik y Fontboté (2001) reconocen signatura geoquímica calco-alkalina en la lavas de esta unidad, identificando una evolución de base a techo de ambiente continental a marino, con afinidades de MORB en los niveles superiores, donde se intercalan niveles de sedimentos marinos someros. De esta manera los depósitos de la Formación Punta del Cobre representan un ciclo transgresivo, desde un ambiente continental volcánico a uno marino controlado, al menos en su fase tardía por una tectónica extensional asociada a la generación de magmas con afinidad geoquímica de MORB (Marschik y Fontboté, 2001).

3.2.3 Cretácico Inferior

Los depósitos de edad cretácica inferior consisten esencialmente en sedimentitas marinas a continentales que se distribuyen por toda el área de estudio. En el centro y oriente del área de estudio estos depósitos corresponden a areniscas y fangolitas continentales costeras a marinas de los aquí definidos Estratos de Alto del Carmen (figura 36), mientras que en la parte occidental del área de estudio éstos corresponden al Grupo Chañarcillo (Biese, 1942; figura 36), compuesto estrictamente por sedimentos calcáreos marinos.

3.2.3.1 Estratos de Alto del Carmen

Se designan en este trabajo como Estratos de Alto del Carmen a una sucesión de areniscas rojas medias a muy finas que afloran en la localidad de Alto del Carmen y que se ubican estratigráficamente entre las volcanitas de los Estratos del Tabaco (figura 37) y Estratos de Quebrada las Máquinas (figura 15). Estos niveles sedimentarios fueron asignados anteriormente, junto con las lavas que los sobreyacen, a la Formación Cerrillos por Reutter (1974) y Ribba (1985), formación definida en la Quebrada Paipote del valle de Copiapó por Segerstrom (1960). Aquí son considerados como una unidad aparte dado su carácter litológico contrastante con las volcanitas que la cubren en discordancia.

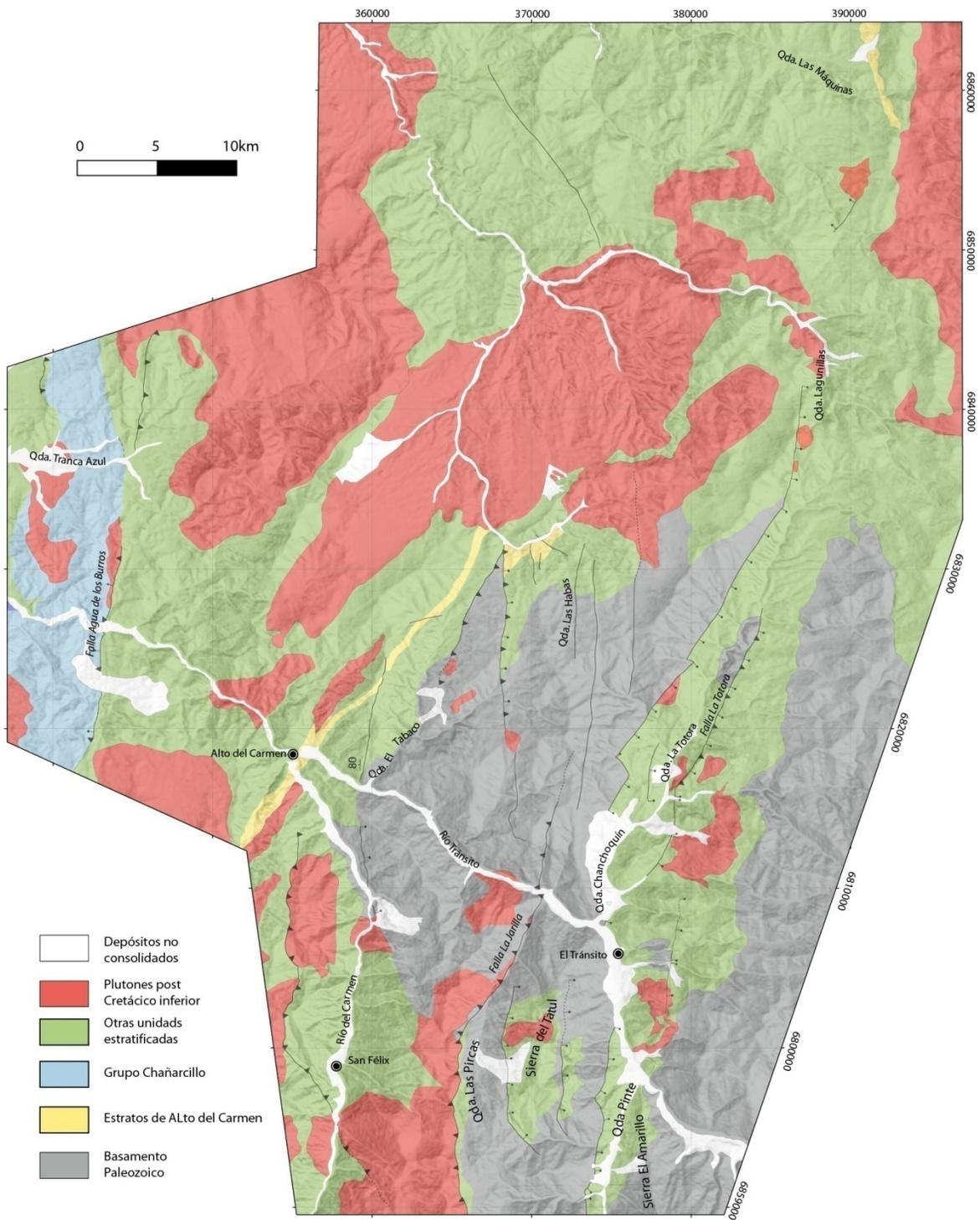


Figura 36. Distribución de afloramientos para los depósitos del Cretácico Inferior.

Esta unidad aflora en tres sectores: En su localidad tipo como una franja NNE, en el sector de la Quebrada Las Habas y en la Quebrada Las máquinas (figura 36).

En su localidad tipo aflora como una franja de orientación N-NE de disposición vertical que disminuye su manteo hacia el norte hasta $40^{\circ}W$ en las nacientes de la quebrada del Tabaco. Se apoya en concordancia sobre los Estratos del Tabaco y está cubierta, en discordancia, por los Estratos del Embalse Santa Juana. Consiste en una sucesión de 800 m de fangolitas rojas fisibles que gradan a feldsarenitas y litarenitas rojas grano medio a fino.

En el sector de Quebrada Las Habas los Estratos de Alto del Carmen consisten en una sucesión de 650 m de espesor compuesta de depósitos flyschoides en la base que gradan a limolitas y lutitas fisibles y cuarzo arenitas con estratificación cruzada en el techo, descansan en discordancia erosiva sobre los Estratos del Tabaco (figura 34) y son cubiertas en paraconcordancia por los Estratos de Quebrada las Máquinas. En este sector se observan drásticos cambios de espesores controlados por fallas normales.



Figura 37. Panorámica de la ladera sur del Valle del Tránsito. Kac: Estratos de Alto del Carmen; TrJt: Estratos del Tabaco; Trsf: Fm. San. Félix.

En la Quebrada las Máquinas (figura 36) aflora una sucesión de 600 m de espesor de areniscas rojas cornificadas que se apoyan sobre un paquete de andesitas del Jurásico Superior (Formación Picudo) y bajo los Estratos de Quebrada Las Máquinas, a la vez que es también cubierto en discordancia angular por niveles basales de los Estratos de Santa Juana. A pesar de que estos niveles no se estudiaron en detalle, se asignan a los Estratos de Alto del Carmen dada su litología y posición estratigráfica.

Edad, Correlación y Ambiente de Deposición

Cerca de la localidad tipo, en un nivel de los Estratos de Santa Juana ubicado estratigráficamente a 1700 metros sobre el techo de los Estratos de Alto del Carmen, se obtuvo una edad U-Pb en circón de $82,4 \pm 2,5$ Ma (ver Estratos de Santa Juana), lo que equivale a una cota inferior para la edad de los Estratos de Alto del Carmen. Por otro lado, en el sector de quebrada Las Habas, esta unidad se apoya directamente sobre una toba de ceniza datada por U-Pb en circón en $133,2 \pm 2,1$ Ma (ver Estratos del Tabaco). Estos datos restringen la edad posible para los Estratos de Alto del Carmen entre el Hauteriviano y el Santoniano (figura 15).

Esta unidad se correlaciona hacia el norte con la Formación Quebrada Monardes descrita en la Hoja La Guardia (Iriarte et al., 1999), que corresponde a 300 a 700 mts de areniscas y conglomerados rojos que sobreyacen a volcanitas del Jurásico Superior (Formación Lagunillas y Estratos de Quebrada Vicuñitas). En ese mismo trabajo se le asigna una edad de Jr-sup a K-inf, sin embargo más al norte, en la Hoja Salar de Maricunga (Cornejo et al., 1998), esta misma formación sobreyace a calizas titoniano-valanginianas, que cubren a lavas jurásicas. Hacia el sur se correlaciona con la Formación Pucalume, sucesión de conglomerados brechosos, volcarenitas e intercalaciones de tobas que cubren discordantemente las lavas de la Formación Algarrobal (Jurásico Superior) y que se les asigna una edad posible entre el Berriasiano y el Aptiano (Nasi et al., 1990).

Este unidad se depositó en un ambiente continental de baja pendiente con una variación lateral a facies más distales y subacuosas hacia el norte (Sector Quebrada Las Habas), donde presenta cambios de espesor controlados por fallas de alto ángulo.

3.2.3.2 Grupo Chañarcillo (Biese, 1942)

Corresponde a una secuencia de rocas calcáreas marinas que afloran en forma continua desde el norte de Copiapó, al sur de Vallenar, por cerca de 200 Km, como una franja de NS a NNE. Biese (1942) definió 4 formaciones dentro de este grupo, de base a techo: Abundancia, Nantoco, Totoralillo y Pabellón.



Figura 38. Panorámica hacia el norte del Embalse Santa Juana

En la zona de estudio esta unidad alcanza los 2250 mt de espesor (figura 38) y se compone, de base a techo, por:

- 800 mt. de calizas fosilíferas grises con intercalaciones de areniscas finas a media y ocurrencias de tobas de lapilli y ceniza y coladas de andesitas porfíricas con anfíbola.

-700 mt. de areniscas lito-feldespáticas rojas y moradas con intercalaciones de areniscas calcáreas y areniscas negras.

-750 mts de calizas y areniscas cuarcíferas calcáreas amarillas y grises con intercalaciones de areniscas conglomerádicas, lutitas y cherts negros.

Las tres sucesiones aquí descritas se corresponden con las Formaciones Nantoco, Totoralillo y Pabellón, respectivamente, descritas en el área por Arévalo et al. (2009). Esta unidad se dispone en concordancia gradacional sobre la Formación Punta de Cobre y está cubierta concordantemente por los Estratos de Quebrada las Máquinas en la quebrada Tranca azul (figura 36) mientras que en el embalse Santa Juana se encuentra truncada en su techo por la Falla Agua de los Burros (figura 36) que la pone en contacto al este con los Estratos del Embalse Santa Juana.

Edad Ambiente de Depositación

En la aldea carta de Vallenar-Domeyko, Arévalo et al. (2009) documenta fósiles de los géneros *Sabaudiella* y *Paraspitíceras* en los niveles basales de esta unidad que afloran al noreste de Domeyko, indicando una edad máxima hauteriviana superior (Mourgues, 2007). Niveles

intermedios en de esta misma sucesión poseen fauna de los géneros *Shasticrioceras* y *Emericiceras*, indicando una edad barremiana inferior (Mourgues *in* Arévalo et al., 2009). A la sección superior de esta unidad, Arévalo et al. (2009), en base a correlaciones estratigráficas con datos paleontológicos en el valle de Copiapó, asignan un edad barremiana superior-aptiana (figura 15).

Esta unidad corresponde al relleno de una cuenca marina, definida por Mourgues et al. (2009) como la Cuenca de Chañarcillo, de ambiente de plataforma carbonatada subsidente con aportes detríticos y volcánicos y ocasionales exposiciones subaéreas (Arévalo et al., 2009).

3.2.4 Cretácico Superior

En esta época ocurre el emplazamiento de más de 3500 m de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas, de ambiente continental y composición intermedia a ácida, que afloran en los sectores occidentales y septentrionales del área de estudio como una gruesa franja de orientación NE (figura 39). Estas rocas afloran como una franja continua desde el valle de Copiapó hasta el Valle del Elqui (Formaciones Cerrillos, Quebrada Marquesa, Hornitos y Viñitas; (Arévalo, 2005a; Arévalo, 2005b; Emparan y Pineda, 1999; Emparan y Pineda, 2000), sin embargo, varios de los mapeos y datos geocronológicos, publicados para las unidades formales a las que estas rocas han sido asignadas, presentan una serie de inconsistencias entre sí (Segerstrom y Parker, 1959; Segerstrom, 1960; Arévalo et al., 2009; Makshev et al., 2009). En este trabajo se opta por describir estos depósitos como unidades informales definidas dentro del área de estudio (Estratos de Quebrada Las Máquinas y Estratos del Embalse Santa Juana) para luego, en consideración de nuevas edades U-Pb en circones, proponer un cuadro estratigráfico que concilie los datos generados hasta la fecha con las definiciones originales de las unidades formales correlacionables con las unidades aquí definidas.

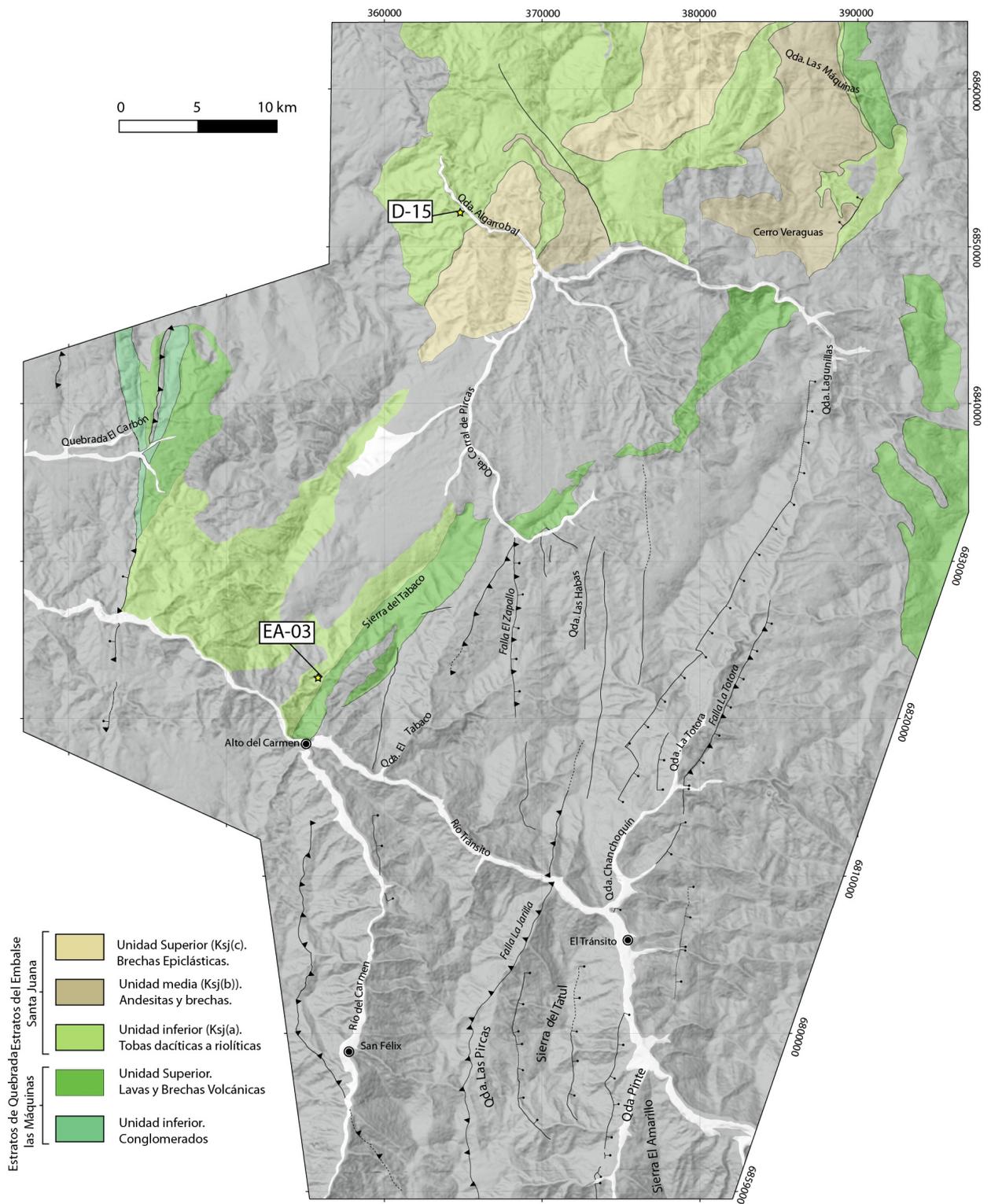


Figura 39. Plano de distribución de unidades del Cretácico Superior. Estrellas amarillas indican ubicación de muestras datadas por U-Pb.

3.2.4.1 Estratos de Quebrada Las Máquinas

Esta unidad aflora en la Quebrada el Carbón, cerca del borde occidental del mapa, y como una franja continua de orientación NE que atraviesa toda el área de estudio, desde la localidad de Alto del Carmen hasta la quebrada Las Máquinas (figura 39). Previamente los afloramientos de Quebradas las Máquinas, Quebrada Corral de Pircas y Sierra del Tabaco fueron asignados a las Formaciones Hornitos, La Totorá y Cerrillos respectivamente (Moscoso et al., 2010), en este trabajo, dada su ubicación estratigráfica y litología fueron agrupados en una misma unidad.

En la quebrada el Carbón esta unidad se apoya concordantemente sobre el Grupo Chañarcillo y se compone de un miembro basal, compuesto por 450 m de ortoconglomerados y paraconglomerados polimícticos, de clastos volcánicos y calcáreos, con intercalaciones de areniscas calcáreas, y un miembro superior compuesto de 800 m de coladas andesíticas y andesito-basálticas bien estratificadas, cubiertas en concordancia por los Estratos del Embalse Santa Juana. Este último contacto se definió por la presencia de rocas piroclásticas de composición ácida en los niveles superiores.

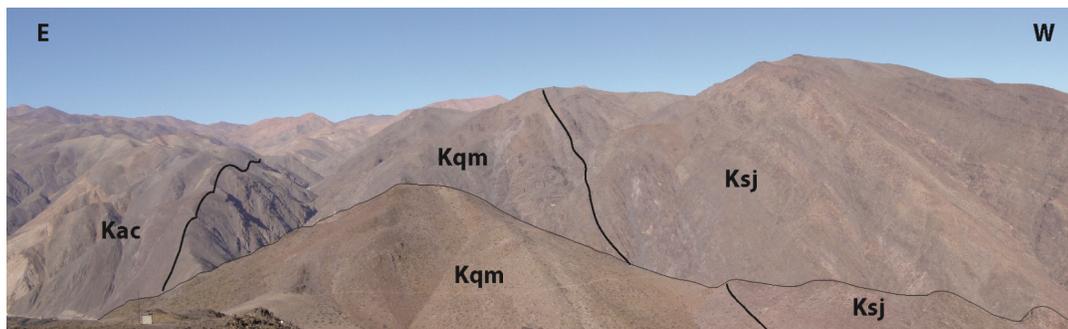


Figura 40. Vista al sur desde Cerro Toro Negro. Kac: Estratos de Alto del Carmen; Kqm: Estratos de Quebrada las Máquinas; Ksj: Estratos de Santa Juana.

Hacia el este, la sucesión que aflora como una franja continua desde Alto del Carmen, hacia el noreste, carece de un miembro basal sedimentario. Esta sucesión se compone de 800 m de coladas masivas de andesitas porfíricas con brechas volcánicas intercaladas y se apoya concordantemente sobre los Estratos de Alto del Carmen (figura 40). En los cerros al noroeste de

Alto del Carmen presenta intercalaciones lenticulares de conglomerados brechosos. En la Quebrada las Máquinas está cubierta en discordancia progresiva por los Estratos del Embalse Santa Juana con diferencias angulares que, van de los 20° a los 60° (figura 41), mientras que en el valle del río Huasco este contacto es concordante, y está definido por la aparición de abundantes niveles piroclásticos de composición dacítica a riolítica.

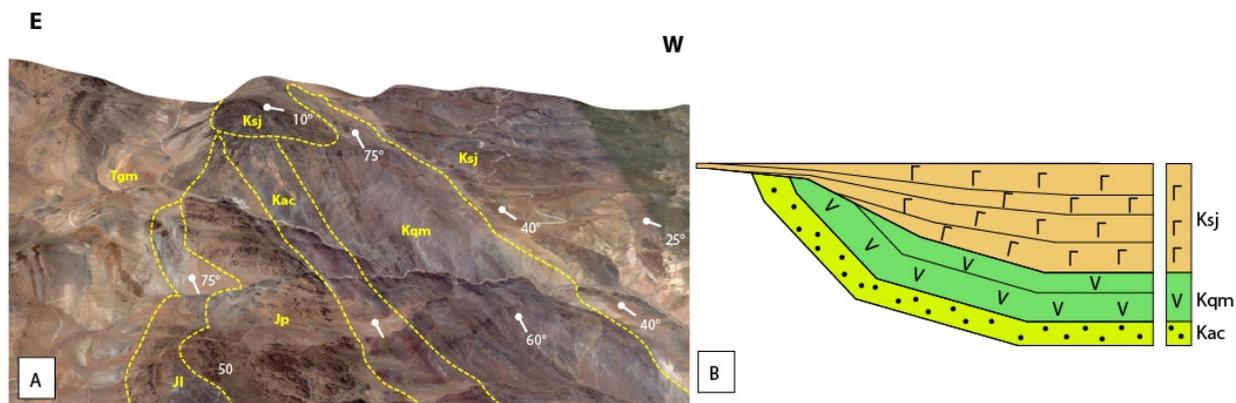


Figura 41. A: Contacto discordante plegado entre Estratos de Quebrada las Máquinas y Estratos del Embalse Santa Juana en la Quebrada Las Máquinas. B: Esquema explicativo para la foto en A.

Edad

Para los afloramientos de la Quebrada el Carbón el rango de edad posible está acotado por la edad Barremiana superior-aptiana del techo del Grupo Chañarcillo (Arévalo et al., 2009) y por una edad U-Pb en circón de $73,6 \pm 0,7$ Ma en una toba perteneciente a los aquí referidos como Estratos del Embalse Santa Juana que aflora en la ribera norte de este embalse (Arévalo et al., 2009). Respecto de la sección basal conglomerádica de estos afloramientos, dada su litología y posición estratigráfica, se puede correlacionar con el miembro basal de la Formación Cerrillos, definida en el valle de Copiapó (Segerstrom, 1959), donde Makshev et al. (2009) obtuvieron edades U-Pb en circón de 98 a 112 Ma, así como hacia el suroeste, en el Cuadrángulo Tres Cruces, Arévalo y Creixell (2009) obtuvieron una edad U-Pb de $111,8 \pm 1$ Ma en un domo dacítico intercalado en una unidad conglomerádica en la misma posición estratigráfica y que también asignaron al miembro basal de la Formación Cerrillos. Dados estos antecedentes, al

miembro conglomerádico basal de los Estratos de Quebrada las Máquinas se le asigna una edad aptiana.

La edad máxima para los afloramientos que se extienden al norte de Alto del Carmen está acotada por la edad de los Estratos de Alto del Carmen, a los que cubre en concordancia, y que en este trabajo se interpretan como equivalentes al Grupo Chañarcillo de edad máxima barremiana superior-aptiana (Arévalo et al., 2009). La edad mínima para esta franja estaría acotada por una datación U-Pb en circón obtenida en los niveles basales de los Estratos del Embalse Santa Juana de $82,4 \pm 2,3$ Ma.

3.2.4.2 Estratos del Embalse Santa Juana

Se definen en este trabajo como Estratos del Embalse Santa Juana a una serie de rocas volcánicas, piroclásticas y efusivas y de composición intermedia a ácida, que afloran como una franja continua de orientación NE en la mitad noroccidental del área de estudio. Los afloramientos septentrionales de esta unidad, en la quebrada Algarrobal y Quebrada Las Máquinas, han sido asignados previamente a la Formación Hornitos (Moscoso et al., 2010) mientras que los meridionales, al norte y sur del Embalse Santa Juana, han sido asignados a la Formación Cerrillos (Moscoso et al., 2010; Arévalo et al., 2009).

Dentro de esta unidad se reconocen 2 subunidades litoestratigráficas (Kesj1 y Kesj2), la inferior de las cuales (Ksej1), a su vez, cuenta con dos asociaciones de facies (Kesj1(a) y Kesj1(b)). **Kesj1(a)** corresponde a tobas de ceniza, de lapilli fino y critalinas, riolíticas a dacíticas, soldadas, rojizas y blancas que alcanza los 1500 mts de espesor y que presenta discordancias internas al este de Alto del Carmen. En el norte del área de estudio, intercalada dentro de esta asociación de facies y sellando pequeñas fallas normales locales que afectan a las tobas basales de Kesj1(a) (figura 42), se intercala un paquete de lavas andesíticas porfíricas y brechas andesíticas subordinadas con tobas de bloque tipo "block and ash" (**Kesj1 (b)**) que alcanza su mayor espesor, 2000 mts, en el cerro Veragua, desde donde se acuña rápidamente hacia el norte, sur y este (figura 42). La subunidad más joven (**Kesj2**) se compone de tobas de lapilli andesíticas con rocas epiclásticas de color negro de grano medio a grueso e intercalaciones de lavas andesíticas

que solo afloran en los núcleos de los sinclinales ubicados en la zona norte del área de estudio, alcanzando un espesor mínimo de 300 m.

Por el norte esta unidad se apoya en discordancia erosiva y angular sobre los Estratos de Quebrada las Máquinas y de Alto del Carmen (figura 41), mientras que en el sur, en el valle del río Huasco, se apoya en concordancia sobre esta misma unidad. El techo de esta unidad no está expuesto, y solo aflora cubierto en discordancia erosiva bajo los depósitos no consolidados de las Gravas de Atacama al sur del embalse de Santa Juana (Arévalo et al., 2009).

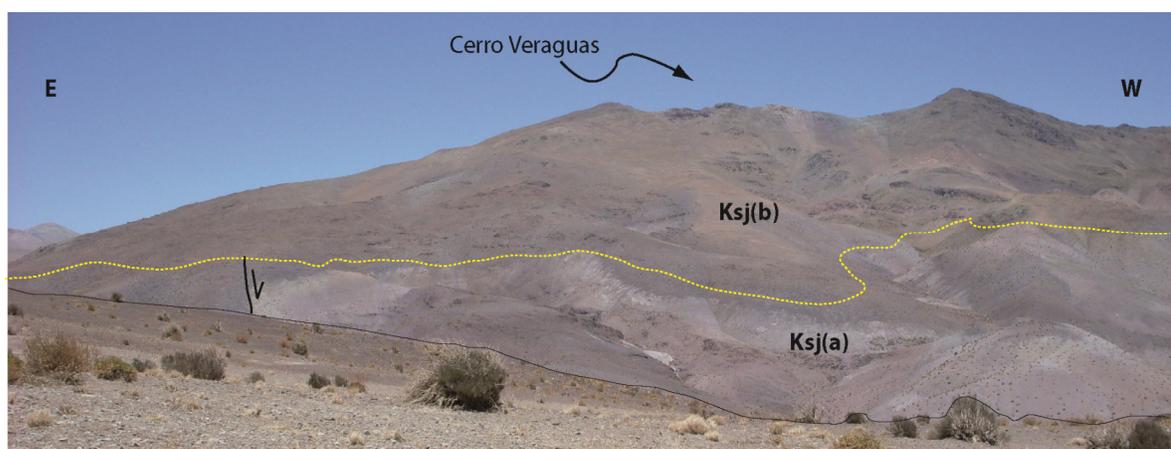


Figura 42. Ladera norte del Cerro Veraguas. Se muestra falla normal que afecta a la subunidad más antigua de Los Estratos Santa Juana Ksj1(a) cubierta por un estrato volcán también correspondiente a una subunidad de los Estratos Santa Juana (Ksj1(b)).

Edad

En este trabajo se mandaron a realizar análisis geocronológicos de U-Pb en circones de dos muestras, EA-03 y D-15, pertenecientes a la subunidad basal (Ksj1(a)). EA-03 corresponde a una toba dacítica ubicada estratigráficamente a 300 m de la base de la unidad y que aflora 4,6 km al noroeste de Alto del Carmen (figura 39). En esta muestra se analizaron 6 circones, de los cuales uno arrojó una edad anómalamente antigua de $281,7 \pm 5,7$ mientras que el resto arrojó edades entre los 75 y 87 Ma (Tabla 7), más acordes al contexto geológico para esta unidad, por lo que se considera la primera como un circón heredado durante la generación de la toba (figura 43). El grupo de circones más jóvenes presenta, sin embargo, una alta dispersión (figura 43B), de la que

no se pudo calcular una edad. Finalmente se pudo obtener una edad coherente de $82,4 \pm 2,5$ Ma para el grupo de tres circones que se muestran en la figura 43C.

Analysis	U	Th	238U	1 sigma	207Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best age	1 sigma
	ppm	U	206Pb	% error	206Pb	% error	age	abs err	age	abs err		
											Ma	
< 10 % discordant												
EA03_6	92	0,26	73,884	2,98%	0,1672	2,88%	86,7	2,6	2530,0	47,6	86,7	2,6
EA03_5	104	0,51	22,391	2,08%	0,0601	1,41%	281,7	5,7	607,0	30,2	281,7	5,7
EA03_4	135	0,34	84,501	2,17%	0,0552	1,94%	75,8	1,6	418,5	42,8	75,8	1,6
EA03_3	64	0,22	76,675	2,33%	0,0474	2,77%	83,5	1,9	70,7	64,6	83,5	1,9
EA03_2	300	0,30	78,050	2,77%	0,0488	2,30%	82,1	2,3	137,6	53,1	82,1	2,3
EA03_1	74	0,22	78,150	2,40%	0,0524	2,72%	82,0	2,0	301,0	60,8	82,0	2,0

Tabla 7. Datos analíticos de LA-ICPMS en circones de muestra Ea-03 de los Estratos Santa Juana. Ubicación en figura 39. Análisis realizados en por Dr. Víctor Valencia en la Universidad de Arizona, Tucson, USA.

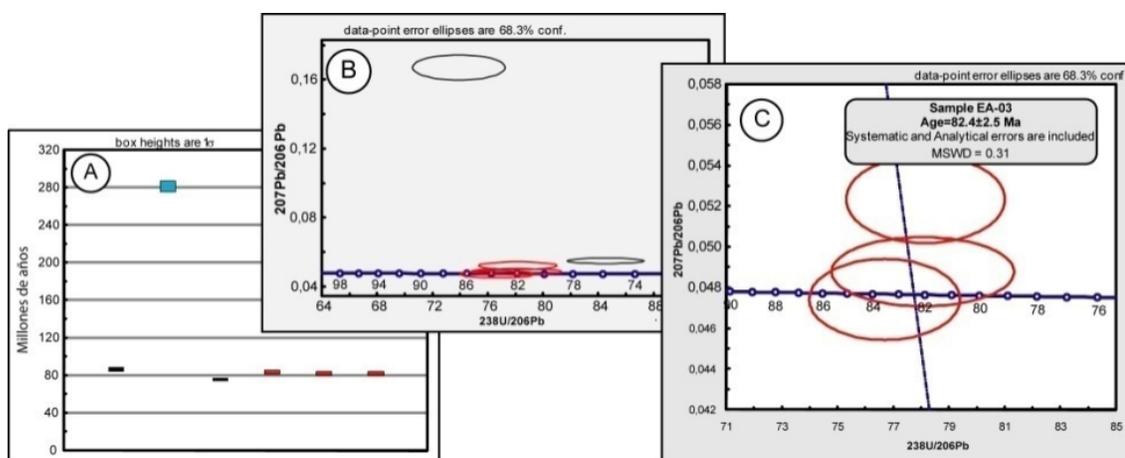


Figura 43. Resultados analíticos de U-Pb en circones de la muestra EA-03. **A:** Edades de circones analizados. **B:** Concordia para todos los circones. **C:** Concordia y edad calculada para población de 3 circones consistentes.

La muestra D-15 consiste en una toba de lapilli riolítica obtenida en la Quebrada Algarrobal ubicada estratigráficamente a 400 m bajo el techo de la subunidad Ksj1a (figura 39). De esta muestra se analizaron 38 circones (tabla 8), cuyas edades se agrupan en dos poblaciones con edades medias de 72 y 76-78 Ma (figura 44A). Se considera la población más joven que presenta una menor dispersión y un buen ajuste con la línea de concordia (figura 44B), como la edad más cercana al depósito de la toba. Se obtiene entonces para esta población, excluyendo los datos con

mayor error, un promedio ponderado de $72, 1 \pm 0,6$ Ma (figura 44C). Para los niveles superiores de esta unidad, Makshev et al. (2009) obtiene, en una brecha andesítica aflorante en la Quebrada Algarrobal, 14 km al NW del área de estudio, una edad U-Pb en circón de $65,2 \pm 1,2$ Ma. De esta manera la edad de esta unidad queda bien acotada geocronológicamente abarcando el Campaniano y el Maastrichtiano.

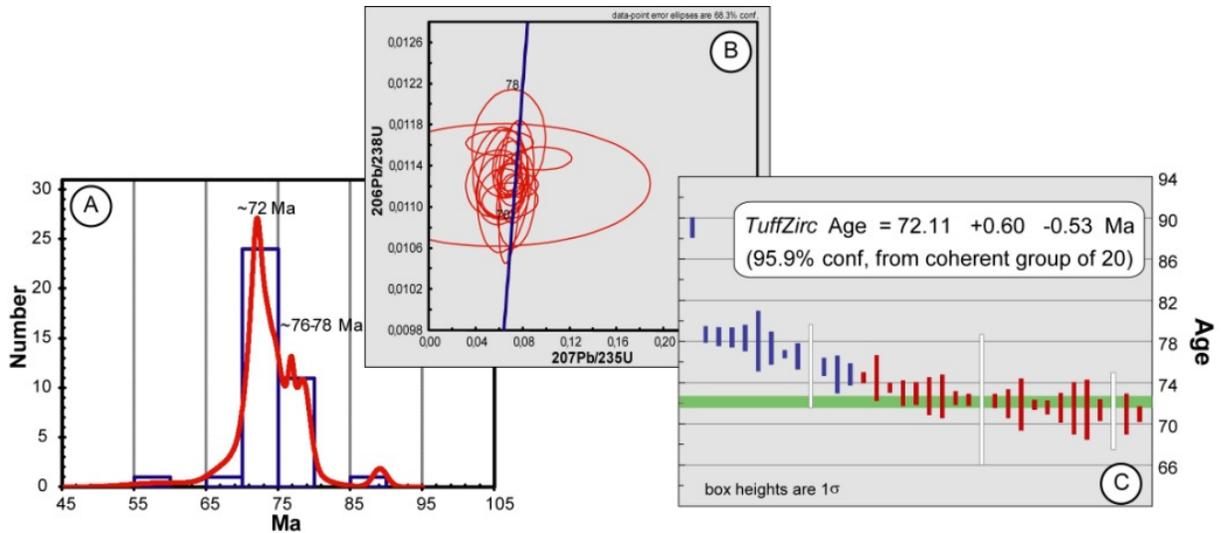


Figura 44. Resultados analíticos de U-Pb en circones de la muestra D-15. **A:** Histograma. **B:** Concordia de población más joven. **C:** Promedio ponderado para la edad más joven.

Analysis	U	206Pb	U/Th	207Pb*	±	206Pb*	±	error	207Pb*	±	206Pb*	±	206Pb*	±
	(ppm)	204Pb		235U*	(%)	238U	(%)	corr.	235U	(Ma)	207Pb*	(Ma)	238U*	(Ma)
D15-8A	2224	3436	0,8	0,1016	41,2	0,0092	7,8	0,19	98,3	38,6	NA	NA	58,8	4,6
D15-5	338	2996	2,0	0,0660	18,9	0,0104	2,8	0,15	64,9	11,9	NA	NA	67,0	1,9
D15-64	220	1983	1,3	0,0690	22,6	0,0111	1,0	0,05	67,7	14,8	NA	NA	70,9	0,7
D15-1	454	3064	1,6	0,0744	14,6	0,0111	2,8	0,19	72,8	10,2	NA	NA	71,0	2,0
D15-15	496	3264	1,1	0,0681	14,5	0,0111	5,3	0,36	66,9	9,4	NA	NA	71,3	3,7
D15-9	305	4420	1,2	0,0624	20,6	0,0111	1,5	0,07	61,4	12,3	NA	NA	71,3	1,0
D15-10A	740	7808	1,0	0,0692	9,2	0,0111	4,1	0,44	68,0	6,0	NA	NA	71,4	2,9
D15-6	402	5204	1,9	0,0632	22,8	0,0112	3,6	0,16	62,2	13,8	NA	NA	71,5	2,5
D15-7	424	5888	1,4	0,0601	22,0	0,0112	2,0	0,09	59,3	12,7	NA	NA	71,6	1,4
D15-58	250	1765	1,4	0,0706	9,2	0,0112	0,9	0,10	69,3	6,2	NA	NA	71,6	0,6
D15-20	743	3100	1,0	0,0787	11,9	0,0112	0,7	0,06	76,9	8,8	NA	NA	71,9	0,5
D15-13	186	1976	1,7	0,0608	138,9	0,0112	3,5	0,03	59,9	81,0	NA	NA	71,9	2,5
D15-3	207	3456	1,7	0,0578	30,2	0,0112	1,9	0,06	57,0	16,8	NA	NA	72,0	1,4
D15-70	174	1723	1,7	0,0694	13,6	0,0113	0,9	0,07	68,1	9,0	NA	NA	72,2	0,7
D15-8	249	5712	1,8	0,0582	27,0	0,0113	8,8	0,33	57,5	15,1	NA	NA	72,4	6,3
D15-66	298	1868	1,3	0,0691	10,0	0,0113	0,8	0,08	67,9	6,5	NA	NA	72,4	0,6
D15-69	176	1635	1,6	0,0687	7,7	0,0113	0,9	0,12	67,5	5,0	NA	NA	72,5	0,7
D15-2	466	4744	1,2	0,0740	13,5	0,0113	2,9	0,21	72,5	9,5	NA	NA	72,7	2,1
D15-11	299	4656	1,2	0,0607	25,3	0,0113	2,5	0,10	59,9	14,7	NA	NA	72,7	1,8
D15-18	393	3476	1,2	0,0701	12,9	0,0114	1,5	0,12	68,8	8,6	NA	NA	73,0	1,1
D15-67	202	1273	1,5	0,0661	11,9	0,0114	1,7	0,14	65,0	7,5	NA	NA	73,0	1,2
D15-53	284	1110	0,9	0,0959	17,5	0,0115	0,6	0,04	93,0	15,6	NA	NA	73,5	0,5
D15-54	127	1325	1,6	0,0679	30,4	0,0116	3,0	0,10	66,7	19,6	NA	NA	74,5	2,2
D15-12	340	3068	1,3	0,0602	31,4	0,0116	0,7	0,02	59,3	18,1	NA	NA	74,5	0,5
D15-56	326	1485	1,3	0,0738	13,8	0,0117	1,4	0,10	72,3	9,6	NA	NA	74,8	1,1
D15-55A	127	1260	1,8	0,0595	38,3	0,0117	2,5	0,06	58,6	21,8	NA	NA	74,8	1,8
D15-60	145	1553	2,0	0,0710	19,9	0,0118	1,2	0,06	69,7	13,4	NA	NA	75,5	0,9
D15-17	179	2084	1,5	0,0672	25,9	0,0118	5,4	0,21	66,1	16,5	NA	NA	75,6	4,1
D15-59	104	865	1,8	0,0827	21,3	0,0119	1,6	0,08	80,7	16,5	NA	NA	76,6	1,2
D15-57	254	1545	1,4	0,0758	10,5	0,0120	0,5	0,05	74,2	7,5	NA	NA	76,8	0,4
D15-68	182	1370	1,7	0,0720	11,0	0,0121	2,1	0,19	70,6	7,5	NA	NA	77,4	1,6
D15-10	577	7552	1,0	0,0737	31,5	0,0122	3,8	0,12	72,2	22,0	NA	NA	78,1	2,9
D15-14	256	2168	1,4	0,0965	20,6	0,0122	1,6	0,08	93,5	18,4	NA	NA	78,4	1,3
D15-61	144	1210	1,9	0,0820	27,7	0,0122	1,2	0,04	80,0	21,3	NA	NA	78,4	0,9
D15-63	823	2315	1,8	0,0901	17,3	0,0123	1,2	0,07	87,6	14,5	NA	NA	78,5	0,9
D15-19	239	1692	1,3	0,1080	11,7	0,0123	1,0	0,09	104,1	11,6	NA	NA	78,7	0,8
D15-16	318	600	1,1	0,2690	15,1	0,0139	1,1	0,07	241,9	32,6	NA	NA	89,1	1,0
D15-55	118	2553	1,7	0,2732	34,4	0,0118	5,3	0,15	245,2	75,1	NA	NA	75,5	4,0

Tabla 8. Datos analíticos de LA-ICPMS en circones de muestra D-15 de de los Estratos Santa Juana. Ubicación en figura 39. Análisis realizados en por Dr. Víctor Valencia en la Universidad de Arizona, Tucson, USA.

3.3 Unidades Intrusivas Andinas

En este trabajo se consideran como unidades intrusivas andinas a todos los plutones que afloran en la zona de estudio y que se emplazaron durante el Ciclo Tectónico Andino (*sensu* Charrier et

al., 2007) que abarca desde el Jurásico temprano tardío hasta el presente. Los datos geocronológicos disponibles permiten identificar tres períodos principales para el emplazamiento de plutones: Cretácico Superior, Paleoceno y Eoceno.

3.3.1 Cretácico Superior: Complejo Plutónico Los Morteros (Arévalo et al, 2009)

Corresponde a un complejo plutónico multicomposicional compuesto que aflora en la quebrada Los Morteros, al noroeste del mapa (figura 45). Está formado internamente por un apilamiento de subunidades plutónicas tabulares que, de abajo hacia arriba, corresponden a monzodioritas, granodioritas, dioritas y gabros bandeados y aplitas. El borde occidental del complejo lo constituye una superficie planar, de manteo moderado al este (35-45 grados), bajo la cual yacen concordantemente las volcanitas de los Estratos de Santa Juana y que, por lo tanto, corresponde al piso plutónico del complejo. Al sureste, el intrusivo subyace a los Estratos de Santa Juana, a través de un contacto intrusivo planar que constituye el techo del intrusivo.

Edad

Una edad Ar-Ar en anfíbola (Arévalo et al., 2009) de $67,5 \pm 0,6$ Ma y cuatro edades U-Pb en circones (Tsotsos, 2006) de $68,07 \pm 0,14$ Ma, $68,12 \pm 0,13$ Ma, $67,91 \pm 0,22$ Ma, $68,85 \pm 0,22$ Ma, en distintos niveles del plutón indican que el emplazamiento ocurrió entre los 69 y 68 Ma por medio de una serie de acreciones basales (Arévalo et al., 2009).

3.3.2 Paleoceno

3.3.2.1 Complejo Plutónico Pie de Gallo (Arévalo et al, 2009)

Corresponde a un cuerpo plutónico compuesto, de unos 75 km^2 de superficie de exposición que aflora en el cerro del mismo nombre, en el sector suroccidental del mapa donde intruye a los estratos del Tabaco, de Alto del Carmen, de la Quebrada Las Máquinas y de Santa Juana (figura 45). Corresponde a granodioritas rosadas a gris, equigranulares, de biotita y anfíbola con un cuerpo de diorita y monzodioritas emplazado en el extremo norte del complejo.

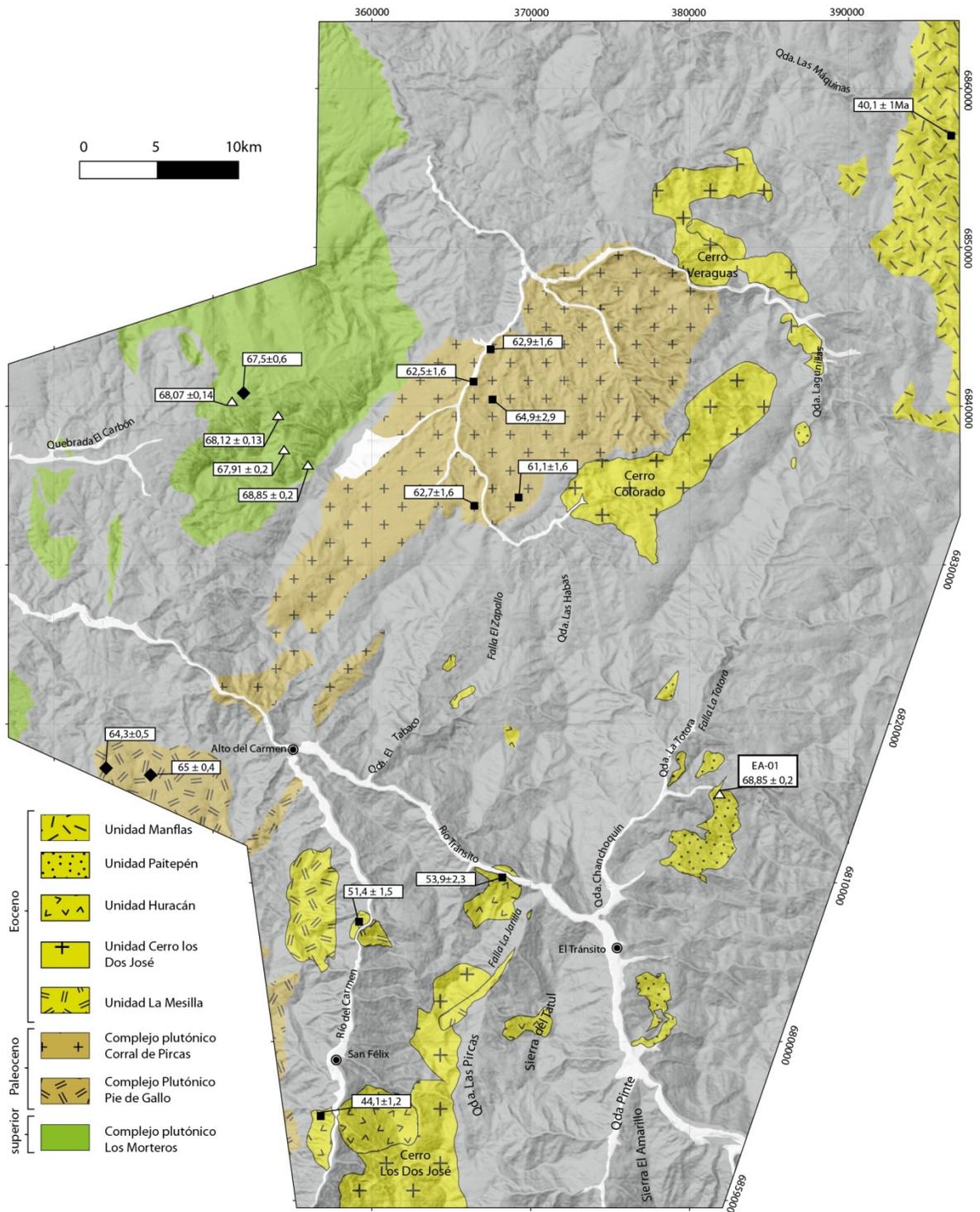


Figura 45. Distribución de las unidades plutónicas andinas. Cuadros negros indican edades K-Ar, Rombos negros indican edades Ar-Ar y triángulos blancos indican edades U-Pb en circón. Detalles y referencias en el texto.

Edad

Edades Ar-Ar para este plutón obtenidas por Arévalo et al (2009) y Gipson et al. (2003) arrojan un rango de edad desde $63,8 \pm 0,7$ a $65,4 \pm 0,6$, interpretadas como la edad de cristalización del intrusivo.

3.3.2.2 Complejo Plutónico Corral de Pircas

Corresponde a un complejo plutónico compuesto, elongado de orientación NE emplazado en rocas del Cretácico Superior y que morfológicamente aflora como una depresión topográfica (figura 46).

En el Complejo plutónico Corral de Pircas se han diferenciado 4 facies principales cuya cronología de emplazamiento se encuentra relativamente acotada en base a relaciones de corte. El cuerpo principal, de mayor extensión areal y que es intruido por pulsos posteriores, corresponde a una granodiorita de biotita y anfíbola de grano medio. Luego se emplaza un cuerpo elongado granítico de anfíbola y biotita de grano grueso que intruye al cuerpo granodiorítico siguiendo su orientación. Intruyendo también al cuerpo granodiorítico, y sin relación de contacto con el cuerpo granítico, se emplaza en el extremo NE del complejo, una tonalita de anfíbola foliada en sus bordes y con muscovita secundaria en algunos sectores. Finalmente se emplazan, con una orientación WNW, entre los cuerpos graníticos y de tonalita, una serie de pórfidos dacíticos a riodacíticos portadores de mineralización Cu-Mo (Prospecto Relincho). Estos pórfidos afloran como de diques que presentan una orientación N-S y que afectan también a la roca caja.

En el margen sureste del Plutón se destaca la milonitización de la roca encajante (Ksj(a)) que presenta una foliación penetrativa de orientación N45E a N65E subvertical.

Edad

En la facies granodiorítica Moscoso et al. (2010) obtuvieron edades K-Ar en biotita de $61 \pm 1,6$, $62,5 \pm 1,6$, $62,7 \pm 1,6$ y $62,9 \pm 1,6$ y en la facies granítica una edad K-Ar en anfíbola de $64,9 \pm 2,9$.

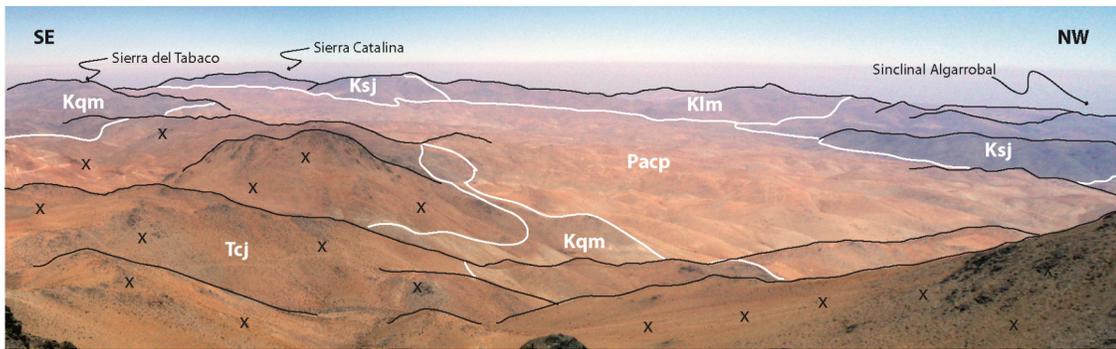


Figura 46. Panorámica del Complejo Plutónico Corral de Pircas. Kqm: Estratos de Quebrada Las Máquinas; Ksj: Estratos de Santa Juana; Pacp: Complejo plutónico Corral de Pircas; Tcj: Plutón del Colorado de la unidad Cerro los Dos José.

3.3.2.3 Cerro los Dos José (Ribba, 1985)

Esta unidad se compone principalmente por tres plutones alargados en sentido N-S a NNE, Plutón cerro los Dos José, Plutón del Colorado y Plutón del Cerro Veraguas (figura 45).

El Plutón del Cerro los Dos José corresponde a un cuerpo emplazado en la Falla Las Pircas que intruye a las Formación San Félix y a los estratos del Cerro Bayo por medio de contacto subhorizontal que equivale al piso del Plutón. Está compuesto por dioritas cuarcíferas, monzodioritas cuarcíferas y tonalitas, comúnmente de anfíbol y biotita, de grano fino a medio.

El Plutón del Colorado se ubica en el margen sur del Complejo Plutónico Corral de Pircas (figuras 45 y 46) y corresponde a un plutón compuesto de orientación N45E emplazado en rocas paleozoicas a cretácicas. Se constituye de Dioritas de anfíbola y biotita, monzonitas, granodioritas de grano fino, granitos y pórfidos dacíticos asociados a una intensa alteración hidrotermal en el Cerro Colorado (Prospecto Chacay).

Por último el Plutón Cerro Veraguas, ubicado en el margen norte del Complejo Plutónico Corral de Pircas y emplazado en las volcanitas del Cretácico Superior, se compone de monzonitas, dioritas y granodioritas con la ocurrencias de pórfidos riódacíticos que producen una intensa alteración hidrotermal en la ladera sur del Cerro Veraguas.

Edad

Ribba (1985) obtuvo una datación K-Ar en biotita de esta unidad de $58,7 \pm 5$ Ma en la quebrada Las Pircas.

3.3.3 Eoceno

3.3.3.1 Unidad Huracán (Ribba, 1985)

Consiste en una serie de plutones relativamente pequeños que afloran en el valle del Río Carmen, en el valle del Tránsito y en la ladera NW de la Sierra del Zapallo. Corresponde a monzonitas cuarcíferas y granodioritas de biotita. Al sur de la localidad de San Félix un plutón correspondiente a esta unidad es cortado por la falla San Félix (figura 45).

Edad

Ribba (1985) obtuvo dos edades K-Ar en biotita para esta unidad, Una edad de $44,1 \pm 1,2$ Ma en un plutón al sur de la localidad de San Félix, otra de $53,9 \pm 2,3$ en el valle del Tránsito.

3.3.3.2 Unidad Paitepén (Ribba, 1985)

Consiste en un grupo de intrusivos subvolcánicos tabulares, de hasta decenas de metros de espesor que intruyen, mayormente de manera concordante, a las Formaciones La Totorá, Lautaro y Picudo, formando una franja NS que va desde el sureste de la localidad El Tránsito, hasta la quebrada La Totorá (figura 45). Su composición va de riolítica a dacítica, siempre con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, biotita y, en distintas medidas, de cuarzo y anfíbola.

Edad

Análisis LA-ICPMS de U-Pb en 28 circones (Tabla 9) obtenidos de un pórfido riolítico recolectado al este de la Quebrada Chancoquín (muestra EA-01; figura 45) arrojaron dos edades

anómalamente antiguas (104 y 202 Ma; tabla 9) y una población de 26 circones de edad eocena de la que se pudo obtener una edad de concordia de $39,7 \pm 0,6$ Ma (figura 47).

3.3.3.3 Unidad La Mesilla (Ribba, 1985)

Esta constituida por dos plutones, que afloran en el río Carmen (figura 45), cuya composición petrográfica esta comprendida entre sienogranito y granodiorita y que presentan muscovita, biotita y feldespatos potásicos de gran tamaño. El plutón occidental tiene forma tabular subhorizontal e intruye a la Formación San Félix y a los Estratos del Tabaco, mientras que el plutón oriental tiene forma de Stock con importante desarrollo vertical, e intruye a la Formación San Félix, a las Riolitas del Tránsito, al CMT y a la Unidad Guanta.

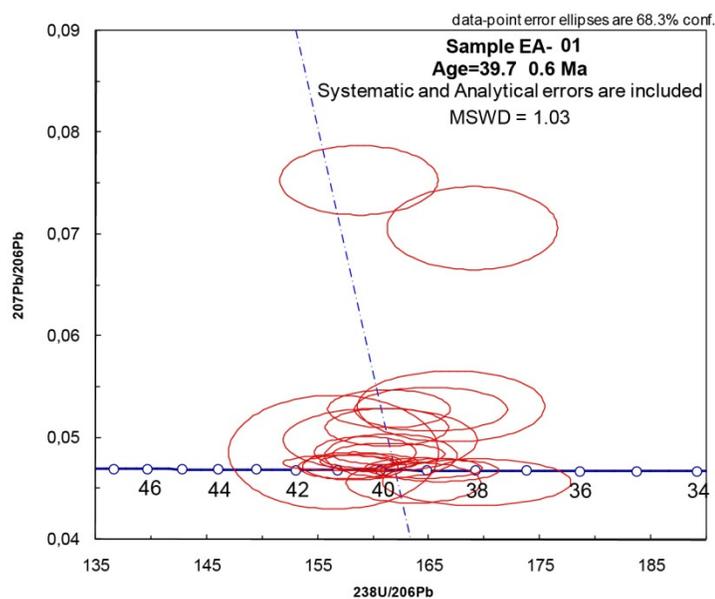


Figura 47. Diagrama de Concordia para circones eocenos obtenidos de la muestra EA-01. Detalles en tabla 9.
Ubicación en figura 45.

Edad

En el plutón oriental Ribba (1985) obtuvo una edad en K-Ar en biotitas de $51,4 \pm 1,5$ Ma.

3.3.3.4 Plutón Manflas

Este Plutón, de forma alargada y orientación N-S aflora en la esquina NE del área de estudio intruyendo a las formaciones La Totorá, Lautaro y a los Estratos de Quebrada Las Máquinas (figura 45). Consiste en una granodiorita de anfíbola y biotita de grano medio que grada a tonalita hacia el este en cuyo margen occidental se emplazan pórfidos riolíticos alterados y asociados a mineralización.

Edad

Moscoso et al. (2010) presenta una edad K-Ar de $40,1 \pm 1$ Ma obtenida en biotita.

Analysis	U	Th	238U	1 sigma	207Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best age	1 sigma
	ppm	U	206Pb	% error	206Pb	% error	age	abs err	age	abs err		abs err
											Ma	
< 10 % discordant												
EA01_32	181	0,45	161,37	2,25%	0,0528	2,32%	39,8	0,9	322,3	51,8	39,8	0,9
EA01_31	542	0,09	165,16	2,76%	0,0528	2,69%	38,9	1,1	320,8	59,9	38,9	1,1
EA01_30	147	0,30	173,44	3,18%	0,0414	3,47%	37,1	1,2	0,0	0,0	37,1	1,2
EA01_29	37	0,50	61,44	2,59%	0,1057	1,84%	104,1	2,7	1725,8	33,4	104,1	2,7
EA01_28	384	0,45	164,55	2,11%	0,0470	1,39%	39,1	0,8	50,7	32,9	39,1	0,8
EA01_27	120	0,29	171,38	2,62%	0,0468	2,71%	37,5	1,0	40,0	63,6	37,5	1,0
EA01_26	91	0,38	169,29	3,31%	0,0456	3,29%	38,0	1,3	0,0	56,9	38,0	1,3
EA01_25	462	1,37	165,92	2,12%	0,0468	1,56%	38,7	0,8	39,6	37,0	38,7	0,8
EA01_24	####	0,12	157,10	2,20%	0,0475	1,06%	40,9	0,9	76,3	24,9	40,9	0,9
EA01_23	97	0,23	168,88	3,00%	0,0706	3,81%	38,1	1,1	945,9	76,1	38,1	1,1
EA01_22	518	0,04	161,37	2,06%	0,0484	1,46%	39,8	0,8	119,8	34,0	39,8	0,8
EA01_21	84	0,30	160,62	3,59%	0,0498	4,14%	40,0	1,4	185,6	93,6	40,0	1,4
EA01_20	76	0,18	31,30	2,23%	0,0511	1,26%	202,7	4,5	247,0	28,8	202,7	4,5
EA01_18	214	0,31	158,67	2,96%	0,0753	2,99%	40,5	1,2	1076,8	58,8	40,5	1,2
EA01_17	56	0,39	97,47	8,32%	0,0400	6,27%	65,8	5,4	0,0	0,0	65,8	5,4
EA01_16	93	0,25	137,72	9,26%	0,0580	4,02%	46,6	4,3	530,9	85,7	46,6	4,3
EA01_15	47	0,32	166,97	3,33%	0,0531	4,32%	38,5	1,3	333,0	95,2	38,5	1,3
EA01_14	371	0,09	157,70	1,88%	0,0471	1,62%	40,7	0,8	55,5	38,2	40,7	0,8
EA01_13	107	0,33	163,61	2,45%	0,0456	2,88%	39,3	1,0	0,0	44,8	39,3	1,0
EA01_11	#####	0,68	159,60	1,81%	0,0476	1,12%	40,3	0,7	80,9	26,3	40,3	0,7
EA01_9	19	0,21	118,81	6,68%	0,0524	9,59%	54,0	3,6	303,5	204,9	54,0	3,6
EA01_8	197	0,23	145,95	2,16%	0,0464	2,16%	44,0	0,9	19,2	51,3	44,0	0,9
EA01_7	370	0,74	159,25	1,89%	0,0486	2,10%	40,4	0,8	127,5	48,7	40,4	0,8
EA01_6	115	0,28	161,55	2,44%	0,0482	2,92%	39,8	1,0	111,4	67,5	39,8	1,0
EA01_4	286	0,20	158,24	1,93%	0,0472	1,91%	40,6	0,8	60,5	44,9	40,6	0,8
EA01_3	35	0,22	156,43	3,99%	0,0486	7,58%	41,1	1,6	127,9	169,3	41,1	1,6
EA01_2	449	0,18	151,84	1,92%	0,0466	1,75%	42,3	0,8	26,2	41,5	42,3	0,8
EA01_1	303	0,15	161,20	2,27%	0,0510	2,38%	39,9	0,9	242,2	54,0	39,9	0,9

Tabla 9. Datos analíticos de LA-ICPMS en circones de muestra EA-01 de la Unidad Paitepén. Ubicación en figura 45. Análisis realizados en por Dr. Víctor Valencia en la Universidad de Arizona, Tucson, USA.

4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1 Introducción

El área de estudio comprende dos unidades morfoestructurales de primer orden que se destacan por presentar estilos estructurales contrastantes, la Cordillera Frontal, por el este, y la Cordillera de la Costa, por el oeste (Moscoso y Mpodozis, 1988). La zona de transición entre estos distintos estilos de deformación, a su vez, presenta características estructurales propias, conformando una franja que se prolonga entre estos dos dominios y que en este trabajo se refiere como Frente Cordillerano (figura 48).

La Cordillera Frontal constituye el núcleo del orógeno andino a esta latitud, aflorando a ambos lados de la frontera chileno-argentina. Presenta una deformación de tipo escama gruesa, donde una serie de bloques de basamento cristalino, de edad paleozoica, se encuentran limitados por fallas de alto ángulo que los ponen en contacto con angostas franjas de rocas mesozoicas estratificadas. Estas fallas de alto ángulo han sido interpretadas como fallas inversas por diversos autores (figura 49; Reutter, 1974; Godoy y Davidson, 1976; Moscoso y Mpodozis, 1988; Nasi et al., 1990), sin embargo, como se ha mostrado en el capítulo tres, varias de estas fallas son de carácter normal, o al menos lo fueron durante la acomodación de paquetes syn-tectónicos de edad mesozoica.

Al oeste de la Cordillera Frontal se ubica la Cordillera de la Costa. Ésta ha sido descrita como un gran sinclinatorio formado por secuencias sedimentarias y volcánicas, de edad jurásica a cretácica e intruidas por extensos plutones del Cretácico Superior (figura 49; Moscoso y Mpodozis, 1988; Arévalo et al., 2009). La deformación que presenta este dominio es de tipo piel delgada, donde las secuencias estratificadas se disponen en forma de amplios sinclinales y anticlinales que presentan longitudes de onda superiores a los 3 km y que se encuentran limitados por fallas de alto ángulo.

Dentro de la Cordillera de la Costa, Arévalo et al. (2009) describe un extenso desarrollo de grabenes y hemigrabenos durante todo el Cretácico, que habrían acomodado el depósito de sedimentitas marinas neocomianas (Grupo Chañarcillo) y de gruesos paquetes volcánicos continentales del Cretácico Superior (Formación Cerrillos) (figura 49). Según estos autores,

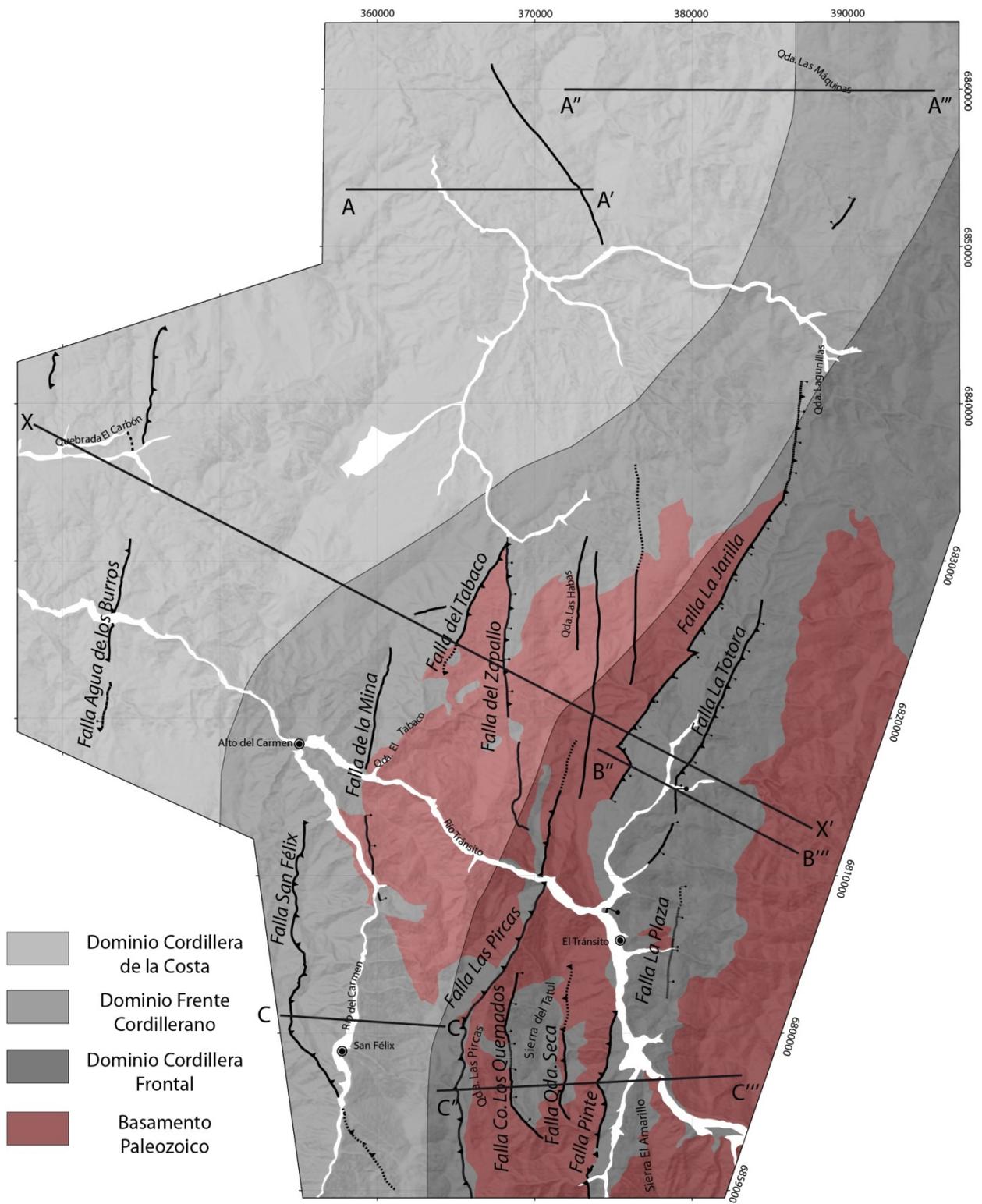


Figura 48. Dominios Estructurales del área de estudio.

estas cuencas extensionales se habrían invertido en el K-T, por medio de la reactivación inversa de las fallas normales cretácicas.

La zona de transición entre la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa, referida en este trabajo como Frente Cordillerano, presenta rasgos estructurales propios que no corresponden a ninguno de los estilos descritos más arriba. Morfológicamente esta zona corresponde a un salto topográfico de alrededor de 2000 metros, al pasar de la Cordillera de la Costa a la Cordillera Frontal, en alrededor de 30 km de distancia. Geológicamente, consiste en un anticlinal con núcleo de basamento de vergencia oeste de gran amplitud y longitud de onda (figura 49) cuyo eje, en planta, presenta dos flexiones importantes, al pasar de NS a NE a la altura de Alto del Carmen y al pasar de NE a NS a la altura de Quebrada las Máquinas (figura 48).

A continuación se describen las principales estructuras de la zona diferenciando de aquellas que exponen basamento en alguno de sus bloques de aquellas que afloran afectando solo a la cobertura mesozoica.

4.2 Fallas que involucran basamento

Las fallas que exponen basamento en uno de sus bloques se ubican principalmente en los dominios Cordillera Frontal y Frente Cordillerano (figura 48) y corresponden típicamente a fallas de alto ángulo y de orientación NS a NNE.

4.2.1 Falla La Jarilla

Esta falla aflora al oeste de la Qda. La Totora y su traza se puede seguir de forma continua por casi 30 Km. A lo largo de su traza se pueden distinguir dos segmentos, uno septentrional de rumbo N-S y uno meridional de rumbo N35E que contiene un pequeño segmento de 1,5 Km con rumbo NW (figura 48). Corresponde a una falla subvertical que pone en contacto al basamento, al oeste, con las Formaciones La Totora, Lautaro, Picudo al este (figura 50). Esta falla fue mapeada inicialmente por Reutter (1974) como una falla normal de vergencia este que hacia el sur cambia su carácter a inversa, convirtiéndose en la Falla Pinte. Ribba (1974) mapeó esta falla como una

falla inversa de vergencia este, interpretándola como la extensión septentrional de la Falla Pinte. En este trabajo se consideran como dos fallas distintas, básicamente debido a que existe una discontinuidad de 13 Km entre la traza de una y la otra y a que, además, la falla Pinte miente alrededor de 50° hacia el oeste, mientras que la Falla la Jarilla es subvertical, lo que sugiere que corresponde más bien a una falla normal.

Las series sedimentarias del bloque colgante que afloran en la quebrada La Jarilla muestran una disminución del manto hacia el techo, desde 27° al oeste en la base de la Formación Lautaro, hasta 10° en las unidades más jóvenes (figura 50).

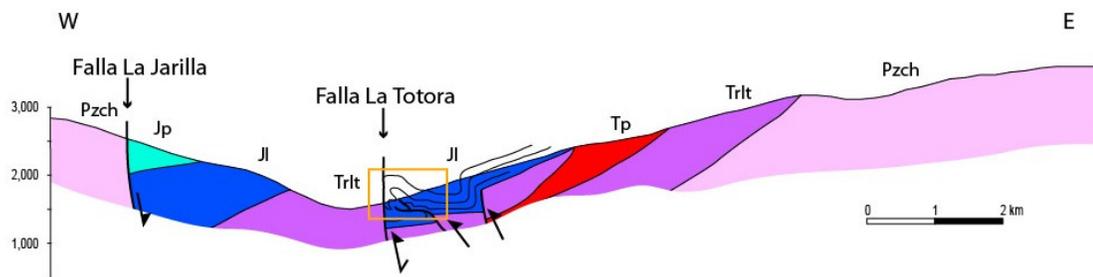


Figura 50. Sección geológica W-E de la franja Pinte-La Totorá, ver traza en figura 48. Pz: Basamento Paleozoico. Jp: Formación Picudo. Jl: Formación Lautaro. Trlt: Formación La Totorá. Tp: Unidad Paitepén. Rectángulo naranja indica foto de la figura 59C.

En el bloque yacente de esta falla, se puede reconocer, en el segmento norte de su traza, un brusco cambio de espesor en la Formación Lautaro, de 650 mts en el bloque colgante a 100 mts en el bloque yacente (figura 51 A y B). El desplazamiento total de esta falla aumenta de norte a sur, partiendo de los 550 mts en las nacientes de la quebrada La Totorá (figura 51) y superando los 1600 mts en la quebrada La Jarilla.

Dado los cambios en el espesor de las Formaciones La Totorá y Lautaro producidos por esta falla, ésta se interpreta como una falla normal activa desde el Triásico Superior al Lías. Durante el Jurásico Superior, o posteriormente, esta falla se habría reactivado como normal, con un mayor desplazamiento hacia el sur, donde se evidencia el mayor desplazamiento de la falla marcado por las relaciones de contacto entre el basamento y la Formación Picudo. De este modo, la Falla La Jarilla es interpretada como la coalescencia de dos fallas normales aproximantes y sintéticas

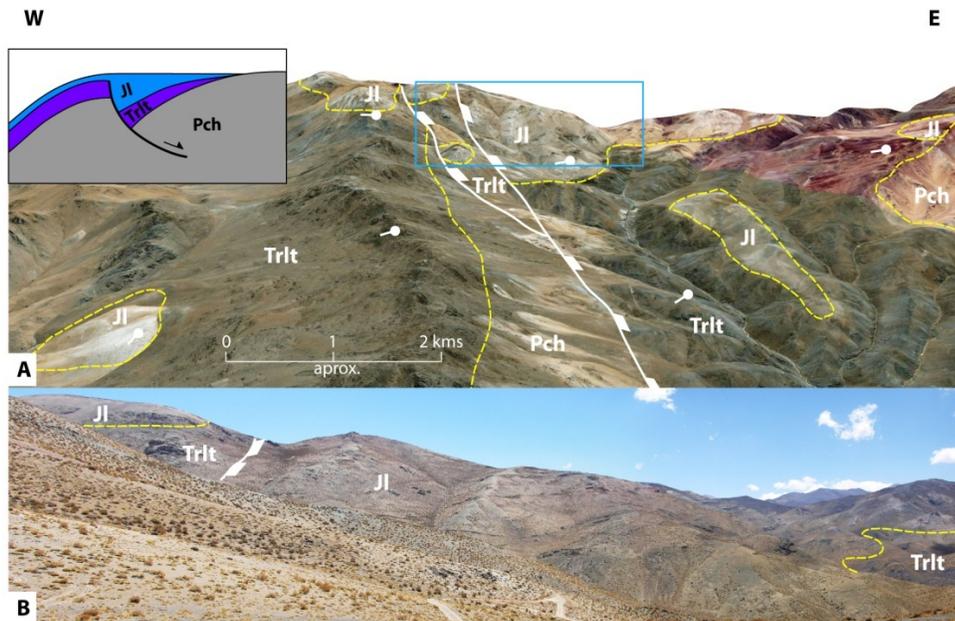


Figura 51. Falla La Jarilla. **A)** Imagen Google Earth de Fala La Jarilla, recuadro azul: Ubicación de foto en **B.** **B)** Foto que muestra el desplazamiento de la Falla la Jarilla.

(Morley et al., 1990) de rumbo N35E unidas por una pequeña falla vertical NW que podría corresponder a una falla de liberación (Destro, 1995) o al colapso de una rampa de relevo (Crider, 2001).

4.2.2 Falla Qda. La Plaza

Esta falla corresponde a una falla normal subvertical, cubierta por depósitos de la Formación Picudo, cuya traza aflora únicamente en la quebrada La Plaza (figura 48). Pone en contacto al basamento cristalino paleozoico, al este, con las Formaciones La Tatora, Lautaro y la base de la Formación Picudo, al oeste (figura 52).

En el bloque yacente la Formación Picudo cubre directamente, en erosión, al basamento paleozoico, destacándose la ausencia de las formaciones Tatora y Lautaro. Por otro lado, en el bloque colgante se puede observar que la Formación Lautaro posee una geometría de cuña sedimentaria, aumentando su espesor hacia la falla y manteniendo hacia ésta (figura 52B). Directamente sobre la Formación Lautaro, los niveles basales de la Formación Picudo, mantienen

contra la falla, sin embargo, éstos pasan rápidamente a una relación de onlap y luego de toplap sobre el bloque yacente (figura 52A).

En la Formación Lautaro se documenta una estructura de colapso gravitacional (slumping) de 110 mts de largo de la que se expone, siguiendo los criterios de Debacker et al. (2009), una sección oblicua (figura 53). El desarrollo de estas estructuras evidencia, considerando que las calizas de la Formación Lautaro se depositan en una pendiente suave, la inestabilidad tectónica presente durante su acumulación.

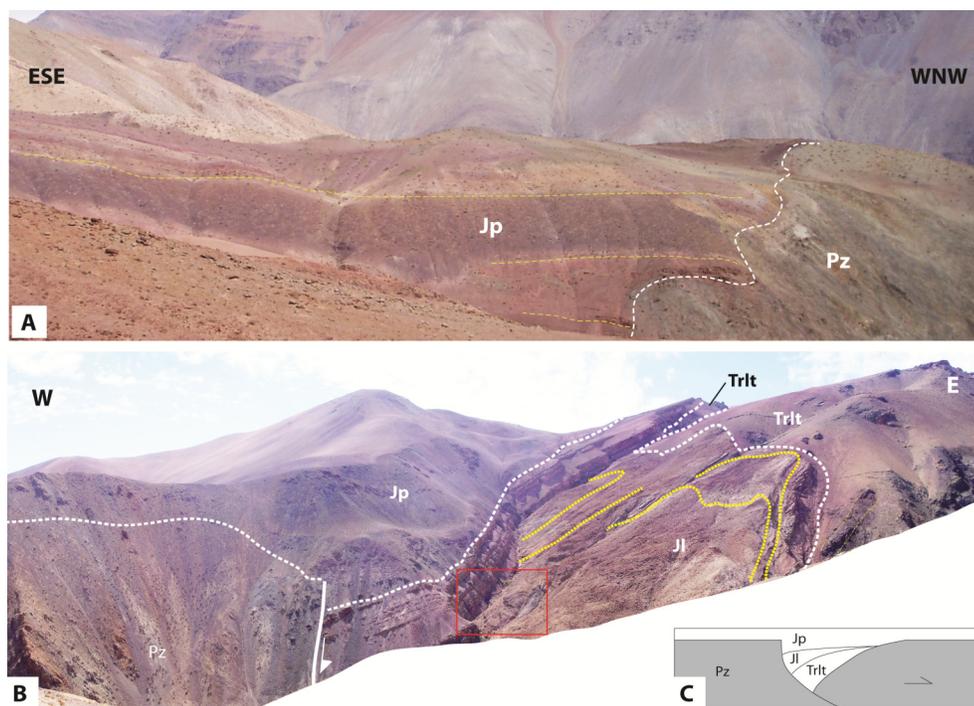


Figura 52. A) Foto de secuencia post-rift en on-lap y top-lap sobre bloque yacente de la Falla Qda. La Plaza. Jp: Fm. Picudo. Pz: Basamento paleozoico. B) Foto de Falla Qda La Plaza. Trlt: Fm. La Totorá. Jp: Fm. Picudo. JI: Fm. Lautaro. Pz: Basamento paleozoico. C) Interpretación de la estructura.

Todas estas observaciones indican una estrecha relación entre la depositación de las formaciones Totorá, Lautaro y la base de la Formación Picudo con la actividad tectónica de la Falla Qda. La Plaza (figura 52C), la que, por lo tanto, se habría extendido desde el Triásico Superior al Jurásico Medio. El desplazamiento total para esta falla, de acuerdo a los espesores estimados en los depósitos syn-rift, es cercano a los 900 mts.

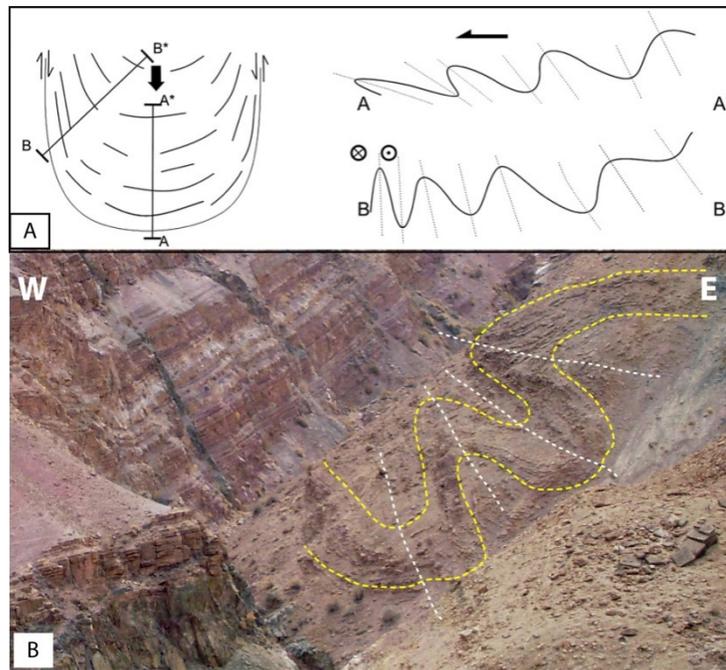


Figura 53. A) Secciones transversales y oblicuas de slumpings (Debacker et al., 2009) B) Foto de slumpig dentro de la Fm. Lautaro, bloque yacente de Falla Qda. La Plaza.

4.2.3 Falla Pinte

La falla Pinte, definida por Reutter (1974) en la quebrada homónima, corresponde a una falla inversa, de vergencia este y rumbo N-S, cuya traza tiene cerca de 50 km de largo (Reutter, 1974; Nasi et al., 1990). Cabalga un gran bloque elongado N-S de basamento paleozoico cristalino por sobre una angosta franja de rocas volcánicas y sedimentarias de edad triásica a jurásica (figura 55).

En la zona de estudio esta falla aflora en la ladera oeste de la quebrada Pinte, mantea 50° hacia el oeste y cabalga al basamento por sobre un apretado anticlinal de vergencia oeste conformado en las formaciones La Totorá, Lautaro y Picudo (figuras 54 y 55). De esta manera la edad de esta falla queda constreñida a ser post-Jurásica.

Dado que el anticlinal del bloque yacente se encuentra cortado por la falla Pinte, éste se habría formado antes que ella y estaría, por lo tanto, relacionado a un previo evento de deformación. Considerando las evidencias expuestas acerca de las fallas La Jarilla, Totorá y Quebrada la Plaza, las geometrías y la relación genética entre ellas y las formaciones Totorá, Lautaro y Picudo, se

infiere que el anticlinal de la quebrada pinte se habría generado a partir de un anticlinal de roll-over asociado al desarrollo de una falla normal de vergencia este, posteriormente decapitada, en el sentido de Mitra (1993).

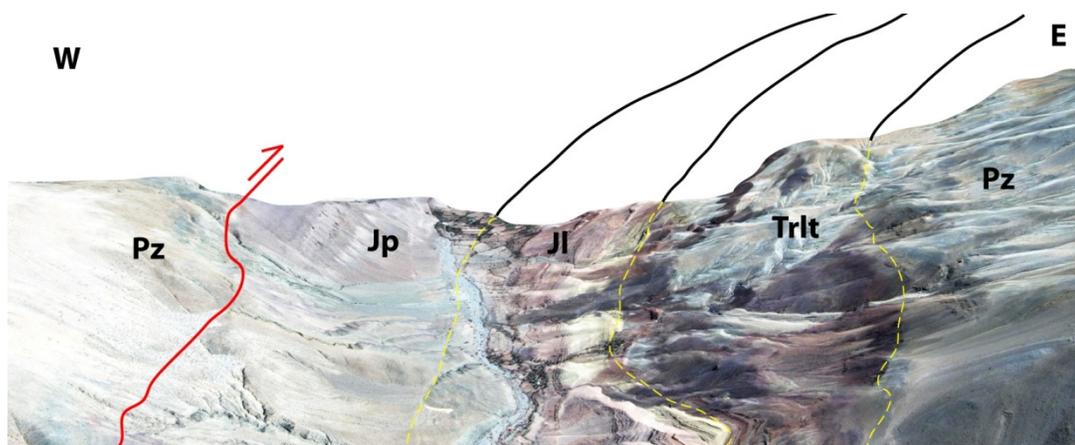


Figura 54. Imagen Google Earth de la Quebrada Pinte. Rojo: Falla Pinte. Amarillo segmentado: Contacto geológico observado. Negro: Contactos geológicos erodados.

4.2.4 Falla Las Pircas

La falla Las Pircas consiste en una falla inversa de vergencia oeste que cabalga al basamento por sobre las formaciones La Totorá y Lautaro y es intruida por plutones terciarios (figura 55). Esta falla fue mapeada originalmente por Reutter (1974) con una extensión de 40 Km en dirección N-S, traspasando el margen sur del área de estudio. Ribba (1985) extiende el extremo norte de su traza casi 10 Km al norte del valle del Tránsito, internándose en el basamento al norte del río Tránsito (figura 48).

Esta franja corresponde a la manifestación más occidental de los afloramientos de la Formación Lautaro en el área, lo que, en consideración del contexto tectónico evidenciado para el depósito de esta formación (Ver Capítulo tres), sugiere la existencia de una falla normal de vergencia este que controló la acomodación de sus depósitos. Bajo este esquema, la Falla Las Pircas se interpreta con una relación de corte en decapitación con dicha falla normal, análoga a la propuesta para la Falla Pinte.

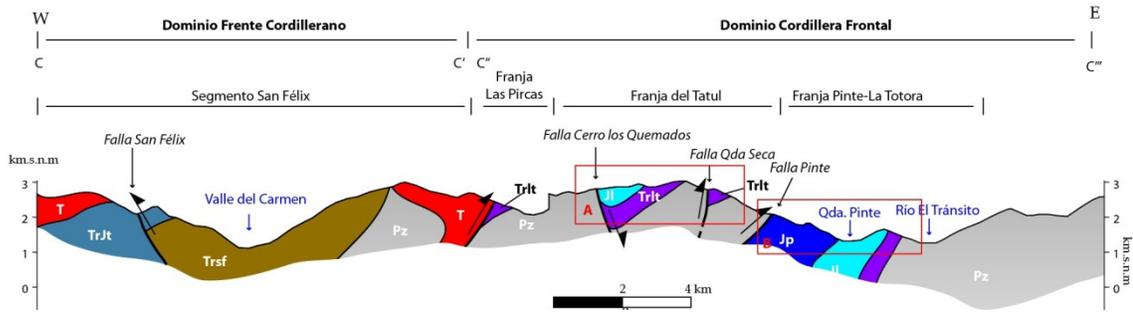


Figura 55. Perfil C-C'-C''-C''', ver trazas en figura 48. **Cuadro A:** Figura 56, **Cuadro B:** Figura 54.

Rojo:Intrusivos terciarios. **Trlt:** Fm. La Totorá. **Jp:** Fm. Picudo. **Jl:** Formación Lautaro. **Pz:** Basamento paleozoico.

4.2.5 Fallas de la Sierra del Tatul

En la Sierra del Tatul afloran dos fallas normales paralelas escalonadas que corresponden a las fallas Cerro los Quemados y Quebrada seca (figura 48). La Falla Cerro los Quemados corresponde a una falla normal de vergencia este, traza concava hacia el este y manteo subvertical (figura 48 y 56). En su bloque yacente solo aflora basamento, mientras que su bloque colgante afloran las Formaciones Lautaro y La Totorá formando un sinclinal asimétrico (figura 56).

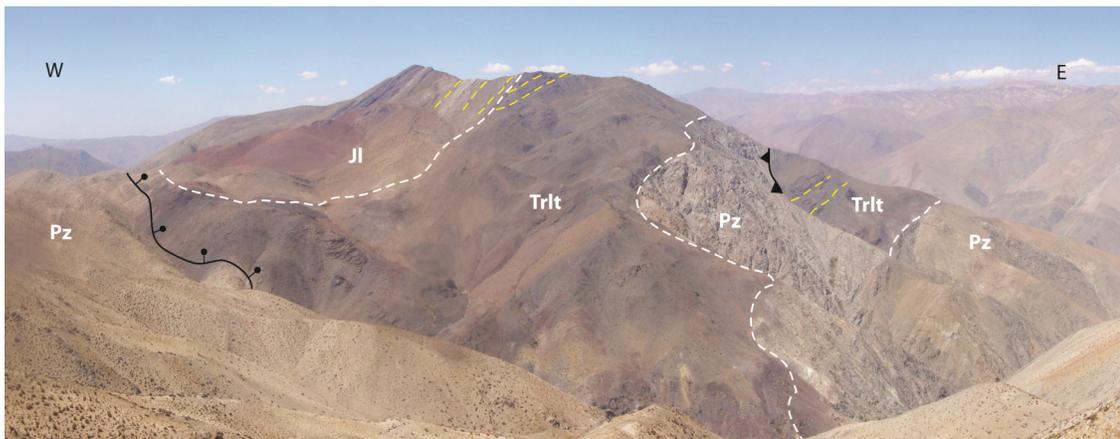


Figura 56. Foto de la sierra del Tatul. Negro: Fallas. Segmentado blanco: Contacto erosivo. Segmentado amarillo: estratificación.

La Falla Quebrada Seca corresponde a una falla inversa de vergencia este de alto ángulo que dispone al basamento sobre la Formación La Totorá, repitiendo tectónicamente estos depósitos (figuras 48 y 56). La edad de formación de esta falla estaría pobremente acotada a ser posterior a los depósitos de la Formación Lautaro en el sinclinal del bloque colgante, cuya edad abarca entre el Pliensbaquiano y el Bajociano (von Hillebrandt, 1973).

El sinclinal del bloque colgante de la Falla Cerro Los Quemados, dada su geometría, se interpreta como producido por la propagación ascendente de la falla normal (Sharp et al., 2000). Su edad de formación sería, por lo tanto, contemporánea con la depositación de las Formaciones Totorá y Lautaro.

4.2.6 Fallas NS del sector del Zapallo-Las Habas

En el sector de Quebrada Las Habas aflora un set de dos fallas verticales NS (figura 48) que afectan al basamento paleozoico, a la Formación La Totorá y a la sección basal de los Estratos del Verraco. En planta el desplazamiento de estas fallas evidencia un desplazamiento dextral, sin embargo, los cambios discretos en el espesor en los espesores de la Formación La Totorá y en los Estratos del Tabaco sugieren su participación en la acomodación de estos depósitos. Estas fallas no afectan a plutones que afloran inmediatamente al norte de su traza y que corresponden a la unidad los Dos José, de edad Eocena.

Al este de estas fallas aflora la Falla del Zapallo (figura 48) que en su segmento norte pone en contacto al basamento paleozoico (Estratos del Cerro Bayo) por el este con las series mesozoicas (Formación La Totorá, Estratos del Verraco, del Tabaco y de Alto del Carmen) que mantienen fuertemente contra la falla por el este, destacándose un aumento del espesor y una disminución en la granulometría de los sedimentos en los Estratos de Alto del Carmen. Esta falla también muestra una componente de desplazamiento en el rumbo, en sentido dextral, de las unidades mesozoicas. Hacia el sur, su traza se interna en el basamento paleozoico poniendo en contacto a la Unidad Guanta por el este con el Complejo Metamórfico El Tránsito y a los Estratos del Zapallo por el oeste.

Dado que este set de fallas se caracteriza por provocar incrementos discretos hacia el este en los espesores de la Formación La Totorá y los Estratos del Tabaco se infiere que su movimiento

habría sido normal entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior. De la misma manera, el cambio de espesor observado en los Estratos de Alto del Carmen así como el ambiente sedimentario más profundo que representan su granulometría al este de la falla del Zapallo con respecto a sus afloramientos al oeste de ésta, sugiere la actividad de ésta como falla normal también durante el Cretácico Inferior.

Por otro lado, los fuertes manteos contra la falla del Zapallo que se observan en el bloque colgante de ésta son consistentes cinemáticamente con los desplazamientos dextrales observados en planta, pudiendo ser producidos por la inversión oblicua de la Falla del Zapallo, sin embargo, no se puede descartar el que se haya producido primero la inversión coaxial de la falla con una superposición posterior de una tectónica de rumbo dextral. De una u otra forma la inversión de la de la falla y la deformación en el rumbo quedan acotadas a ser posteriores al Cretácico Inferior y previos al Eoceno.

4.2.7 Fallas El Tabaco y Las Minas

En la parte occidental de este segmento afloran dos fallas inversas de vergencia oeste, una de bajo ángulo: Falla del Tabaco, y una de alto ángulo: Falla de la Mina (figura 48). La falla del Tabaco cabalga al basamento paleozoico (Estratos del Cerro Bayo) por sobre la Formación San Félix y los Estratos del Verraco. La Falla de la Mina, por su lado, muestra un pequeño desplazamiento en sentido inverso en su parte norte, cabalgando el techo de la Formación San Félix por sobre los Estratos del Tabaco, mientras que en el sur muestra un sentido normal de desplazamiento entre unidades paleozoicas, poniendo en contacto los Estratos de Cerro Bayo con el Complejo Metamórfico El Tránsito.

La Falla del Tabaco, dado que es de bajo ángulo y su traza nace desde la Falla del Zapallo por el norte (figura 48) se interpreta como una *falla de atajo (short-cut)* de ésta última producido durante su inversión.

La Falla de la Mina, en consideración de que corresponde a una falla de alto ángulo que cambia su sentido de desplazamiento de inverso en el norte, donde se expone a unos 2000 m de elevación, a normal en su parte sur, donde aflora a solo 1000 m de elevación, se interpreta como una falla normal sinsedimentaria con la Formación San Félix que a sufrido una leve inversión,

quedando el segmento norte estructuralmente por sobre el "null point" con el segmento sur estructuralmente debajo del "null point" (figura 57). La edad de esta falla sería entonces triásica media-superior para su movimiento normal y post-jurásica para su movimiento inverso.

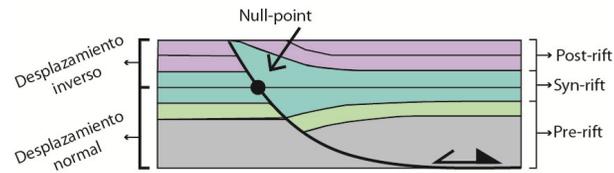


Figura 57. Relación estratigráfica para una falla normal parcialmente invertida (Mod. de Cooper et al., 1989)

4.3 Fallas que no involucran basamento

Las fallas que no alcanzan a exponer basamento paleozoico en superficie afloran en el dominio Cordillera de la Costa y Frente Cordillerano y corresponden, de este a oeste, a las Fallas La Totorá, San Félix y Agua de los Burros (figura 48).

4.3.1 Falla La Totorá

Corresponde a una falla normal de fuerte manteo hacia el este y cuya traza es reconocible a lo largo de 22 km por la vertiente este de la quebrada La Totorá (figura 48). Está compuesta por dos segmentos de rumbo N30E unidos por un pequeño segmento de rumbo N-S (figura 48). Afecta al basamento y a las formaciones La Totorá, Lautaro y Picudo. Si bien la Falla La Totorá no genera diferencias importantes en los espesores de las unidades que afloran en uno y otro lado de la falla, el bloque colgante expone fallas normales de escala métrica que producen cambios locales en el espesor de las capas basales de la Formación Lautaro (figura 58), evidenciando la existencia de una tectónica extensional que afectó al bloque colgante durante la depositación de esta unidad liásica.

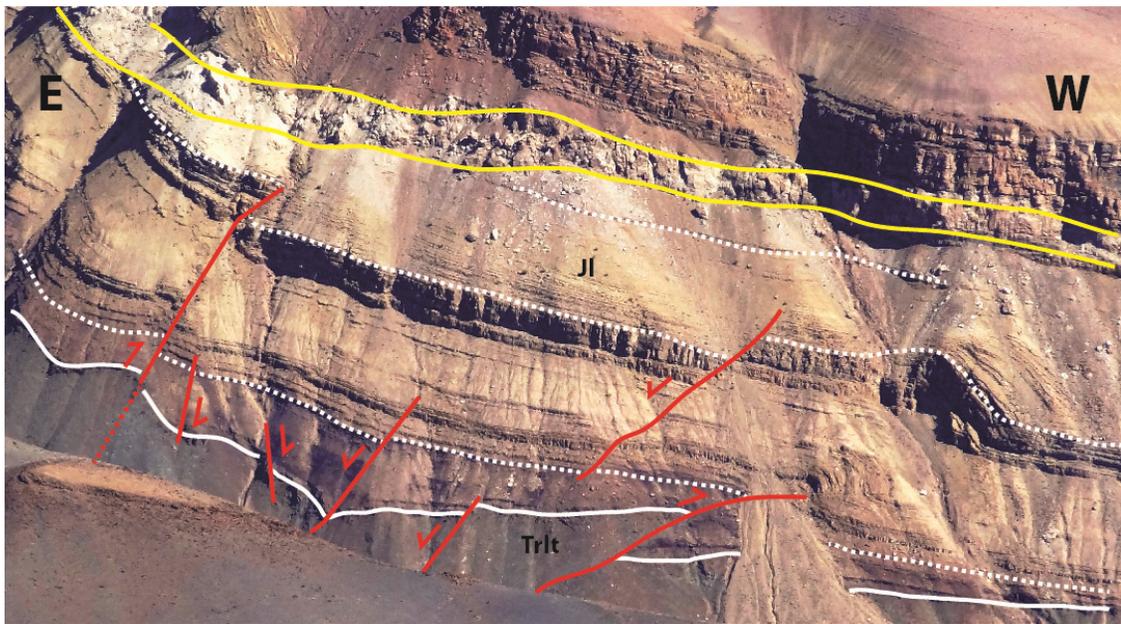


Figura 58. Ladera sur de Quebrada El Corral. Líneas rojas: Fallas. línea blanca continua: Contacto entre Formación Lautaro (JL) y Formación La Totorita (Trlt). Líneas blancas punteadas: Estratificación en Formación Lautaro. Líneas amarillas: Intrusivo riolítico porfírico de la unidad Paitepén.

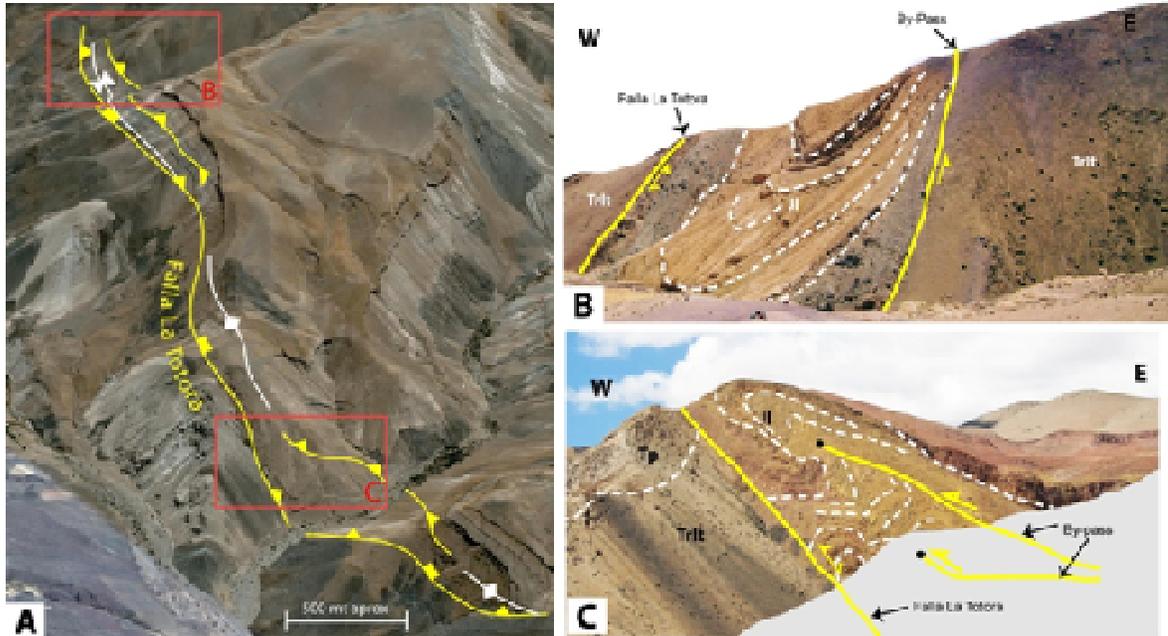


Figura 59. A) Imagen Google Earth de Falla La Totorita en Qda. Los Pitones. B) Foto de sinclinal en bloque colgante de Falla La Totorita. C) Anticlinal y Sinclinal recumbentes en bloque colgante de Falla La Totorita.

Una particularidad de esta falla es que su bloque colgante se encuentra afectado por un set de tres fallas en echelon levemente oblicuas a la misma, pero de carácter inverso y de vergencia oeste (figuras 59A y 59B). Estas fallas desarrollan pliegues anticlinales recumbentes hacia el oeste que son aplastados contra el bloque yacente de la Falla La Totora (“Butressing”) (figura 59C). A su vez, los bloques colgantes de estas fallas son afectados por fallas inversas sintéticas pero de menor escala, que no afectan a diques de la Unidad Paitepén, datada en U-Pb en circones en $39,7 \pm 0,6$ Ma (figura 58), que sería la edad mínima para la deformación compresiva que afectó a este bloque, siendo la edad máxima la de la unidad más joven afectada, la Formación Picudo, del Jurásico Superior.

Debido a la sobre imposición de una tectónica compresiva al arreglo de fallas extensionales descrita en este sistema y a las geometrías producidas por el arreglo de fallas inversas en echelón, estas últimas se interpretan como fallas de tipo by-pass generadas durante la inversión tectónica que afectó a la falla La Totora (figuras 59 B y C).

El arreglo estructural que componen este set de fallas inversas, en echelon y oblicuas a la Falla La Totora, ha sido identificado en otras cuencas andinas que han sufrido inversión tectónica (Kley y Monaldi, 2002) y que Letouzey (1990) interpreta como producido por la inversión oblicua de un hemigraben (figura 60B). En este caso la oblicuidad entre la dirección de máxima extensión y la de máximo acortamiento es de aproximadamente 10° .

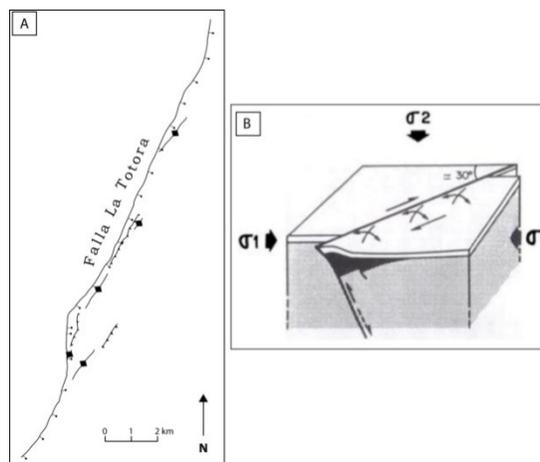


Figura 60. A) Arreglo en-echelon de fallas de by-pass de la Falla La Totora. B) modelo de arreglo en-echelon en bloque colgante generado por la inversión oblicua de un hemigraben (Letouzey, 1990).

La falla más meridional de este set vergente al oeste produce un anticlinal de limbo frontal volcado que aflora maravillosamente en la quebrada Los Pitones (figura 61). Esta estructura ha sido interpretada como un pliegue gravitacional de edad neógena (Mpodozis y Davidson 1979) sin embargo, en este trabajo se interpreta como un pliegue producido por la propagación de una falla inversa de alto ángulo que se ramifica en una serie de fallas inversas de menor ángulo y bajo desplazamiento (figura 61).

La marcada disminución en el manteo de las fallas inversas aquí descritas al propagarse de un medio competente, como lo son las volcanitas de la Formación La Totora, a un medio incompetente, como lo son las calizas de la Formación Lautaro (figura 61) es la esperada para fallas que se desarrollan en un medio anisotrópico (estratificado), bajo un estrés principal máximo oblicuo a la anisotropía y propagándose de un medio competente a uno incompetente (Peacock y Sanderson, 1992).

4.3.2 Falla San Félix

Esta Falla aflora a lo largo del valle del río del Carmen y corresponde a una falla inversa de rumbo NS, que mantea alrededor de 50° hacia el este y que cabalga sedimentitas triásicas por sobre volcanitas del Cretácico Tardío.

El bloque colgante de esta falla corresponde a un anticlinal que expone basamento en su núcleo, donde los niveles de la Formación San Félix se disponen de manera vertical, disminuyendo su manteo hacia el oeste, alcanzando los 20°W en las cercanías de la Falla San Félix (figuras 55 y 62). Esta falla corta un plutón de la Unidad Huracán datado en K-Ar en Biotita en $44,1 \pm 1,2$ Ma (Ribba, 1985), lo que indica que habría tenido actividad después del Eoceno Medio temprano.

Cerca de la localidad de San Félix, en el bloque colgante de la Falla San Félix, aflora una pequeña falla normal de vergencia este que marca un importante cambio de espesor en el miembro conglomerádico superior (M5) de la Formación San Félix y que afecta, solo levemente, la base de los Estratos del Tabaco (figura 62).

El cambio de espesor observado en el bloque colgante de la falla normal de la localidad de San Félix que se muestra en la figura 62, se interpreta como producido por la actividad syn-

sedimentaria de dicha falla, por lo que ésta tendría una edad triásica superior (edad del miembro superior de San Félix). Por otro lado, también se ve que afecta levemente a la base de los Estratos del Verraco, lo que se interpreta como una leve reactivación de esta falla posterior a la deposición de esta unidad a comienzos del Jurásico.

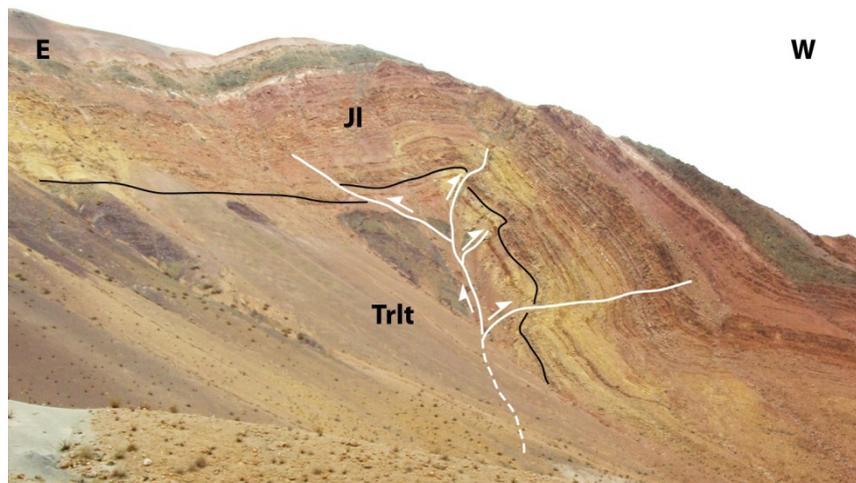


Figura 61. Foto de pliegue por propagación de falla en quebrada Pitones. Trlt: Fm. La Totorá. Jl: Fm. Lautaro.

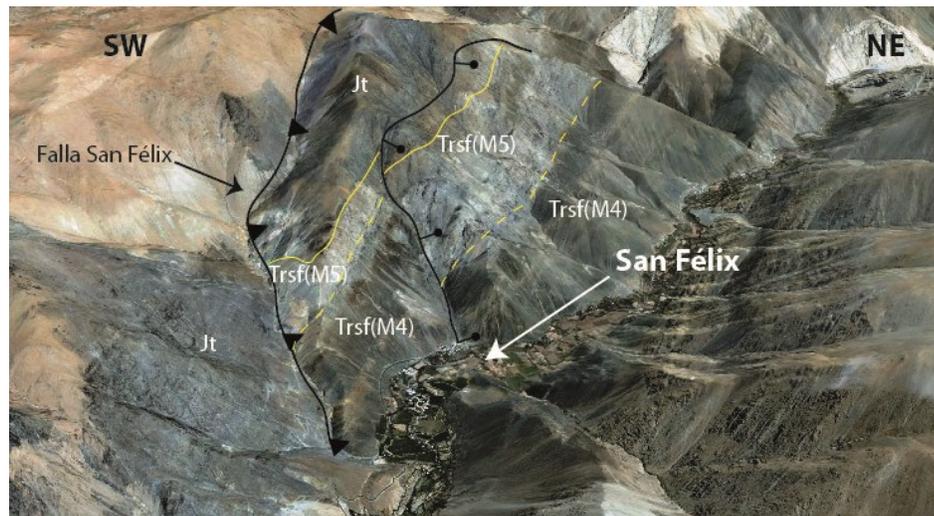


Figura 62. Imagen de Google Earth que muestra a la Falla San Félix con una falla normal en su bloque colgante. Notar drástico cambio de espesor en el miembro M5 del bloque colgante de la falla normal. Jt: Estratos del Verraco (Jurásico). Trsf(M4): Miembro cuarto de lutitas de la Formación San Félix. Trsf(M5): miembro superior conglomerádico de la Formación San Félix.

4.3.3 Falla Agua de los Burros

En el dominio Cordillera de la Costa la estructura de mayor importancia consiste en la subvertical Falla Agua de los Burros (figura 48). Al oeste de esta falla afloran rocas sedimentarias marinas y volcánicas del Jurásico Superior al Cretácico Inferior, mientras que al este únicamente afloran las potentes secuencias volcánicas del Cretácico Superior (figura 63). La traza de esta falla se encuentra cubierta en discordancia por las Gravas de Vallenar, a las que se les atribuye una edad miocena.

Las unidades mesozoicas que afloran al oeste de la Falla Agua de los Burros presentan dos pequeñas repeticiones tectónicas producidas por fallas inversas de vergencia oeste dentro una geometría de primer orden en forma de anticlinal de vergencia este, donde los manteos alcanzan los 60° al este cerca de la falla, horizontalizándose hacia el oeste (figura 63).

Al este de la Falla Agua de los Burros, las volcanitas del Cretácico Superior se disponen en un suave sinclinal, con eje de orientación NE, cuyo limbo oriental se apoya suavemente sobre el limbo frontal del Anticlinal vergente al oeste del Frente Cordillerano (figura 64).

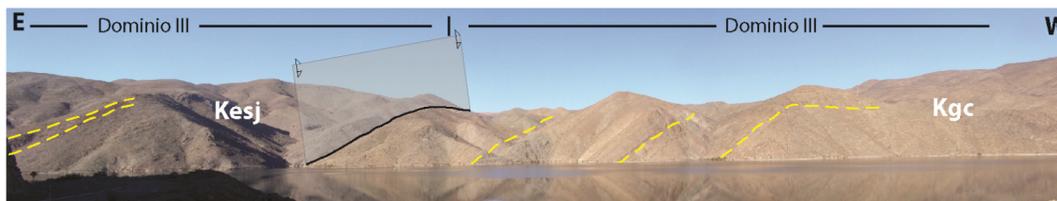


Figura 63. Falla Agua de los Burros. Kgc: Grupo Chañarillo; Kesj: Estratos del Embalse Santa Juana.

La Falla Agua de los Burros es interpretada por Arévalo et al. (2009) como una falla normal de vergencia este que acomoda los depósitos volcánicos del Cretácico Superior que afloran inmediatamente al este, sin embargo, dicho esquema estructural no explica la presencia de una geometría de anticlinal de vergencia este en el bloque occidental de la falla. En este trabajo, en consideración de las geometrías presentes a ambos lados de la Falla Agua de los Burros, de la drástica disminución de espesor de los depósitos del Cretácico Inferior hacia el este (De 2250 m en el Grupo Chañarillo a 800 m. en los Estratos de Alto del Carmen) y el paso a un ambiente

más continental hacia el este, se interpreta la Falla de Agua de Los Burros como una falla normal, de vergencia oeste, que controló la acomodación del Grupo Chañarcillo, y que posteriormente fue reactivada como una falla inversa, plegando levemente los Estratos del Embalse Santa Juana (figura 24). La edad de esta inversión estaría acotada por la edad de las Gravas de Atacama, que cubren en discordancia la traza de la falla, y una datación U-Pb de $73,6 \pm 0,6$ Ma obtenida en los Estratos del Embalse Santa Juana (Arévalo et al., 2009) entre el Maastrichtiano y el Mioceno Inferior.

4.4 Del inicio de la Inversión tectónica

El margen oeste de este segmento presenta importantes evidencias que constriñen la cronología de la inversión. En el valle del tránsito la unidad basal de los estratos de Santa Juana (Ksj(a)) presenta estratos de crecimientos que se acuñan contra el limbo frontal del Anticlinal del Frente Cordillerano (figura 64). Estos estratos se ubican estratigráficamente entre una toba de lapilli dacítica datada en $82,4 \pm 2,5$ Ma (U-Pb en circones) y una toba de lapilli riolítica data, también en U-Pb en circones, en $73,6 \pm 0,6$, ambas pertenecientes a los Estratos de Santa Juana.

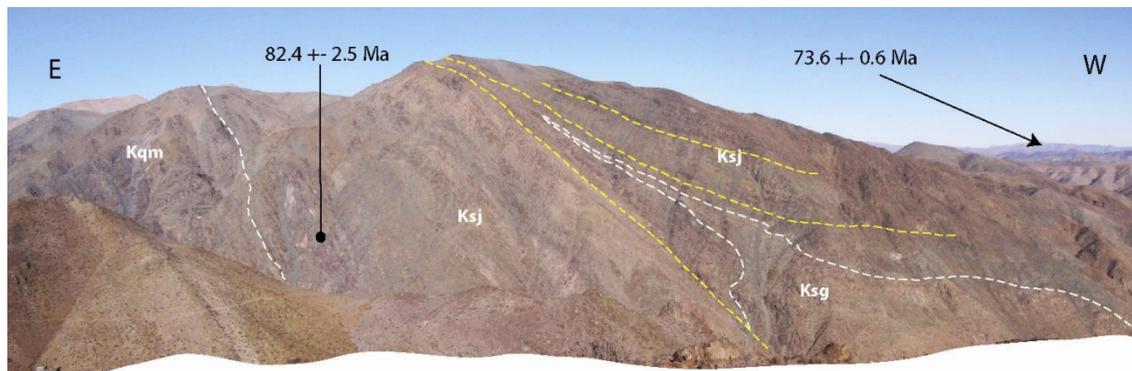


Figura 64. Foto de estratos de crecimiento en las capas basales de los Estratos de Santa Juana. **Kqm:** Estratos de Qda. Las Máquinas. **Ksj:** Estratos de Santa Juana. **Ksg:** Intrusivo granodiorítico de $69,2 \pm 0,8$ Ma.

Considerando estas edades junto a la similitud en estado de deformación, y subsecuente disposición, que muestra la base de los Estratos de Santa Juana con respecto a la secuencia

subyacente, se puede concluir que el inicio del desarrollo del Anticlinal del Frente Cordillerano ocurrió entre el Campaniano y el Santoniano.

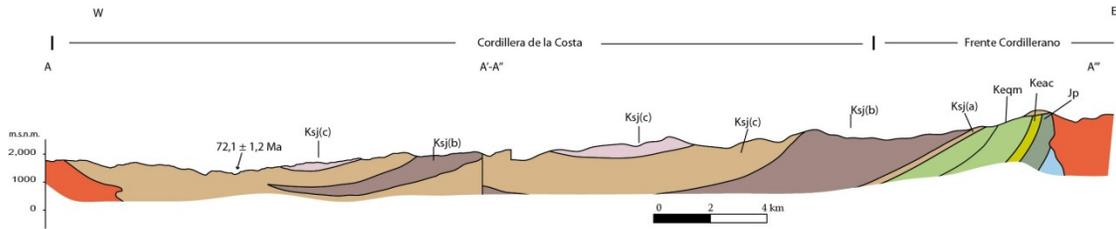


Figura 66. Perfil del sector norte del área de estudio, ver traza en figura 48.

El anticlinal del frente cordillerano, en su segmento norte, se encuentra intruido en su núcleo por el Plutón Manflas de edad eocena. Hacia el oeste de este plutón, en el limbo frontal del anticlinal, afloran las series mesozoicas desde el Jurásico (Formación Lautaro y Picudo) al Cretácico “medio” (Estratos de Quebrada las Máquinas) manteados alrededor de 60° hacia el oeste (figura 66 y 65) y truncadas por una discordancia erosiva sobre la cual se depositan los Estratos de Santa Juana. Esta discordancia, y los Estratos de Santa Juana que la cubren, están a su vez plegados, también anticlinalmente, pero solo alcanzando manteos de hasta 40°.

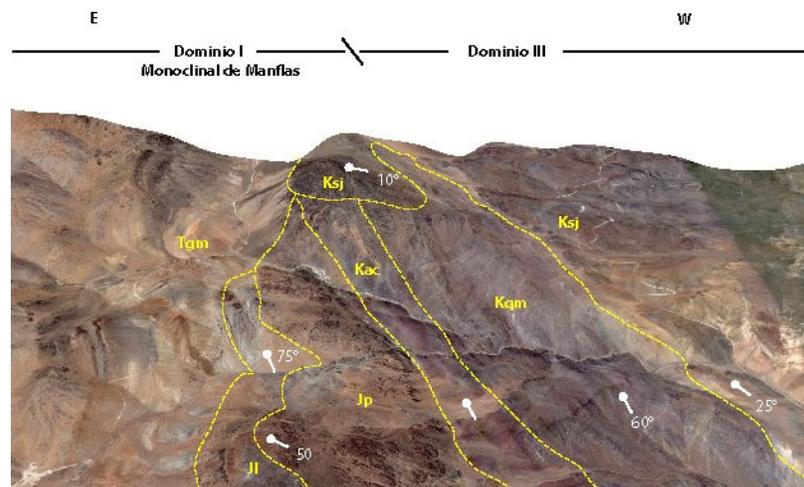


Figura 65. Imagen de Google Earth del Anticlinal de Manflas. **Barras blancas:** manteos medidos. **Segmentado amarillo:** contacto observado. **Tgm:** Plutón Manflas. **Jl:** Fm. Lautaro. **Jp:** Fm. Picudo. **Kac:** Estratos de Alto del Carmen. **Kqm:** Estratos de Qda. Las Máquinas. **Kesj:** Estratos de Santa Juana.

La discordancia descrita evidencia que el anticlinal del Frente Cordillerano ya se había comenzado a desarrollar en este segmento entre los 100 y los 80 Ma, alcanzando manteos de hasta 20° hacia el oeste en su limbo frontal. La deformación que presenta esta discordancia muestra, por otro lado, que el desarrollo del anticlinal continúa, posterior a la depositación de Los Estratos de Alto del Carmen, hasta alcanzar su geometría actual.

5 DISCUSIONES

5.1 Evolución Tectonoestratigráfica

Diversas reconstrucciones paleogeográficas publicadas para el Triásico del norte y centro de Chile (Charrier, 1979; Suarez y Bell, 1992) indican que la Formación San Félix representaría el relleno sedimentario de una cuenca extensional orientada en sentido NNW y formada en respuesta a procesos de rifting a escala continental que, durante el Triásico, afectaron a la zona central de Chile y Argentina (Mpodozis y Ramos, 1990). En el caso chileno varios autores (i. e., Charrier, 1979; Suarez y Bell, 1992). han sugerido que estas cuencas poseen una geometría y orientación similar a la de las grandes cuencas triásicas de Argentina tales como las cuencas de Cuyo, Ischigualasto o Marayes (Ramos y Kay, 1991; Zerfass et al., 2004).

La geometría de cuña abierta hacia el oeste que presenta la Formación San Félix (figura 65 B), la relación en onlap sobre el basamento hacia el norte y hacia el este (figuras 17 y 65 B y C), una arquitectura estratigráfica tripartita (en el sentido de Lambiase y Morley, 1999) y la presencia de estratos de crecimiento que se desarrollan en dirección al oeste observados en la Quebrada del Tabaco (figura 17) indican que esta unidad corresponde al relleno de una cuenca tipo hemigraben controlada por una falla normal de tipo crecimiento (figura 65D). Este modelo estructural implica la existencia de una falla maestra hacia el oeste del valle del río del Carmen en subsuperficie. La existencia de la Falla San Félix evidencia la inversión tectónica de esta cuenca. Basado en la configuración espacial de estos elementos estructurales se propone que la Falla San Félix corresponde a una falla de *by-pass* de la falla maestra de la cuenca y que, por lo tanto, la inversión de ésta habría ocurrido con posterioridad al Eoceno Medio temprano.

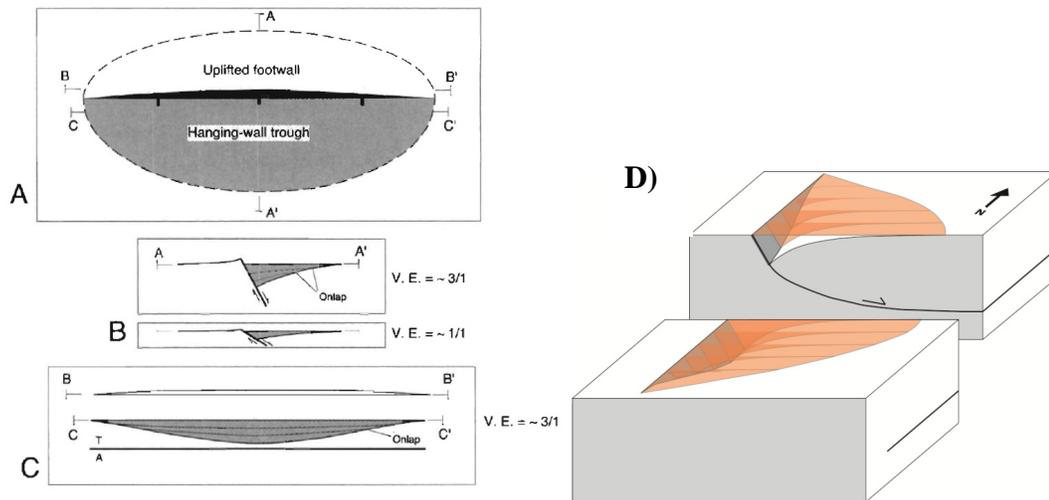


Figura 65. Geometrías y relaciones estratigráficas para el relleno de una cuenca de hemi-graben controlada por falla de crecimiento. Mod. de Withjack et al. (2002) y Schlische (1991). **A)** Vista en planta. **B)** Vista en sección transversal. **C)** Vista en sección longitudinal. **D)** Vista en perspectiva.

La subsidencia tectónica ejerce un control de primer orden en la evolución del nivel de base de este tipo de cuenca, donde el clima y el eustatismo participan de forma subordinada para cuencas continentales y marinas respectivamente (Gawthorpe y Leeder, 2000). Los trabajos estratigráficos y sedimentológicos realizados por Bell y Suárez (1994) y Ribba (1985) permiten construir un modelo de evolución del nivel de base para la cuenca de San Félix, el que, siguiendo los criterios para estratigrafía secuencial para cuencas de rift propuestos por Martins-Neto y Catuneanu (2010), permiten proponer el modelo de evolución tectono-estratigráfica para esta cuenca que se detalla a continuación.

La potente secuencia de paraconglomerados con intercalaciones limosas y arenosas del miembro M1 representaría a sedimentos acumulados durante la apertura de la cuenca, marcada por un vigoroso aporte sedimentario por medio del desarrollo de abanicos aluviales y ríos trenzados, y el inicio de un sistema transgresivo (figura 66). Luego, siguiendo los modelos geométricos de Schlische (1991), se habría producido un rápido incremento en la generación de espacio de acomodación induciendo la inundación de la cuenca marcada por las facies del Miembro M2. Al concluir esta etapa se alcanza un nivel relativo máximo, generando el desarrollo de una superficie de máxima inundación que marca el inicio de la progradación del delta con la generación de turbiditas en el prodelta (figura 66), que corresponderían a un sistema de nivel alto.

El contacto gradacional de M2 con M3 indican que la progradación continúa en la base de M3. Luego de la progradación del delta, en los niveles medios de M3, se identifican facies más proximales (Bell y Suarez, 1994), junto con evidencias de exposiciones subaéreas y la presencia de intraclastos en los conglomerados, que podrían indicar una regresión normal del sistema dentro del mismo sistema de nivel alto (figura 66).

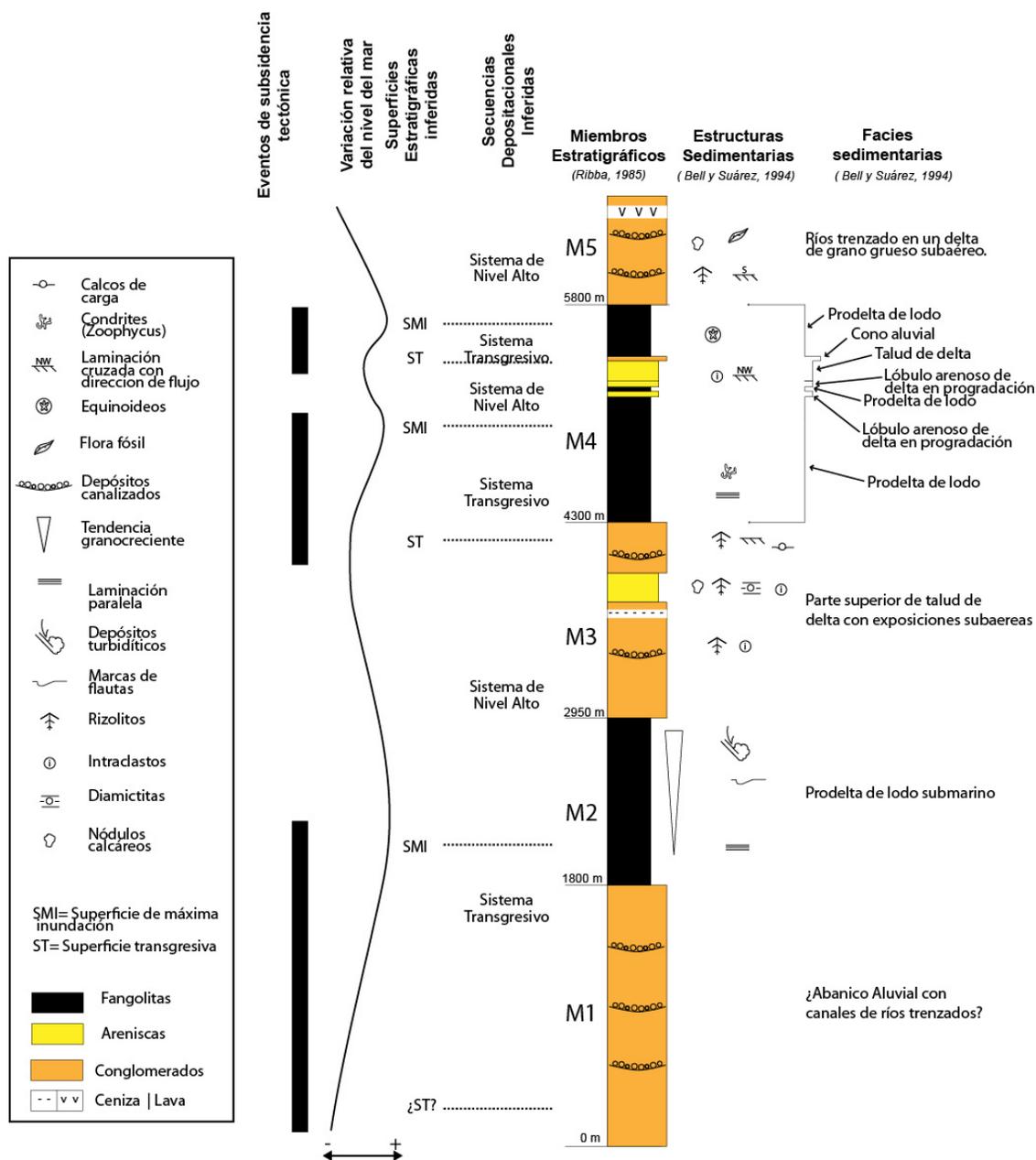


Figura 66. Cuenca de San Félix. Sección esquemática indican estructuras sedimentarias y ambientes de depositación según Bell y Suárez (1994) e interpretación de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca.

El paso de M3 a M4 está marcado por el ascenso del nivel de base, el desarrollo de una superficie transgresiva y la vuelta a un ambiente de prodelta (figura 66; Bell y Suárez, 1994). Este período, que abarca casi todo M4, incluye con un breve episodio regresivo marcado por la somerización del delta y la presencia de intraclastos. Luego se renueva la subsidencia, con la generación de un breve sistema transgresivo y una superficie de máxima inundación que da paso a un sistema de nivel alto progradante que colmata la cuenca hasta generar facies fluviales en regresión normal (figura 66).

Las superficies transgresivas, según los conceptos de estratigrafía secuencial para cuencas de rift propuestos por Martins-Neto y Catuneanu (2010), son producidas por discretos eventos de subsidencia tectónica, así como las secciones progradantes que cubren a los consecuentes sistemas transgresivos producidos, corresponden a períodos de quiescencia tectónica. A partir de este modelo se identifican en la evolución tectono-sedimentaria de este depocentro tres eventos importantes de rift (figura 66).

El inicio de la actividad volcánica en la zona está marcado por la depositación de la Formación La Totorá (Triásico Superior), inmediatamente al este de la cuenca de San Félix, y por la abrupta aparición de volcanitas riolíticas y andesíticas en el miembro superior de la Formación San Félix (M5), así como con el brusco aumento de clastos de composición andesítica en los conglomerados de ese nivel depositado hacia el Triásico Superior. De esta manera, la depositación de la Formación La Totorá habría comenzado en los estadios finales de la colmatación de la cuenca de San Félix, luego de que la falla de borde cesa su actividad (figura 66). Por otro lado, la ausencia de sedimentos clásticos equivalentes a la potente Formación San Félix en la Quebrada La Totorá, Pinte y Las Habas, hacia donde deberían aflorar facies más proximales (shoreface y/o fore-shore) de la cuenca, indica el alzamiento de los terrenos orientales contemporáneo con la exhumación de la cuenca y el inicio del volcanismo continental representado por la Formación La Totorá. Estas observaciones señalan una evolución del sistema muy similar al de un rift pasivo propuesto por Huismans et al. (2001) donde la extensión cortical induce un ascenso local de la astenósfera, con un consecuente abombamiento termal e inicio de actividad volcánica.

El cese de la actividad volcánica en el área está marcado por una importante transgresión marina y la instauración de un ambiente marino de plataforma durante el sinemuriano (Fm. Lautaro). Los depósitos marinos del Jurásico Inferior tardío al Jurásico medio temprano afloran como una

extensa franja de orientación norte-sur que se extiende de manera continua desde la provincia de Neuquén (Argentina) en el sur, a lo largo de la frontera, en Chile central, prolongándose por todo el norte de Chile (Vicente, 2005). Si bien estos depósitos han sido interpretados como pertenecientes a una cuenca de tras-arco (Mpodozis y Ramos, 1990, 2008) los trabajos que documentan la estructura y la evolución tectónica de estas cuencas en Chile son escasos (Martínez et al., 2012).

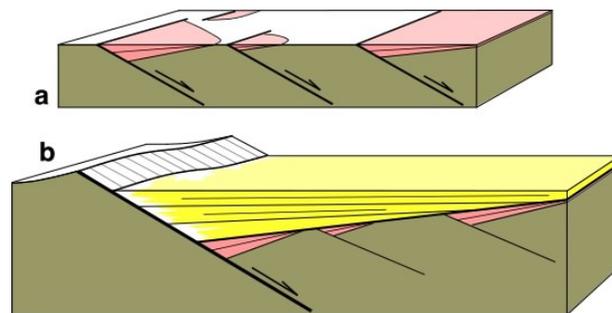


Figura 67. Evolución en cuencas extensionales. **a)** Estado temprano, se desarrollan distintos depocentros, cada uno con su relleno sedimentario independiente. **b)** Estado maduro, los distintos depocentros coalescen y componen un solo gran depocentro. (Withjack et al., 2002)

Los depósitos de la Formación Lautaro descritos en este trabajo presentan una serie de características estructurales y estratigráficas en común. En primer lugar, éstos cuentan con una geometría de cuña, disminuyendo su espesor hacia el este a medida que se apoyan en onlap sobre unidades más antiguas, y aumentando su espesor hacia el oeste, donde están limitadas por fallas de alto ángulo que las ponen en contacto con unidades más antiguas. Sus depósitos presentan además evidencias de sedimentación sintectónica (figura 25) y las diferencias en las facies de los niveles basales entre localidades adyacentes (figura 27), sugieren que la cuenca de Lautaro obedece bien al modelo de evolución de cuencas extensionales propuesto por Lambiase y Morley (1999; figura 67), por lo que correspondería a un arreglo de subcuencas (o depocentros) tipo "hemi-graben", cuyas particularidades estratigráficas son consecuencia de la evolución tectónica de la falla de borde que las controla (figura 68).

Von Hillebrandt (1973) indicó que el predominio de sedimentos clásticos y gruesos en el Cerro Tatul y la edad más tardía de la transgresión (Pliensbaquiano) en comparación con el inicio de la

sedimentación en Quebrada Pinte (Sinemuriano superior, figura 27) indicaría que la zona de Cerro Tatul fue, durante El Sinemuriano superior, un alto topográfico en relación a Quebrada Pinte, el que fue inundado en el Pliensbaquiano. Bajo el esquema estructural propuesto, este alto topográfico representaría al bloque yacente de la Falla Pinte (figura 68).

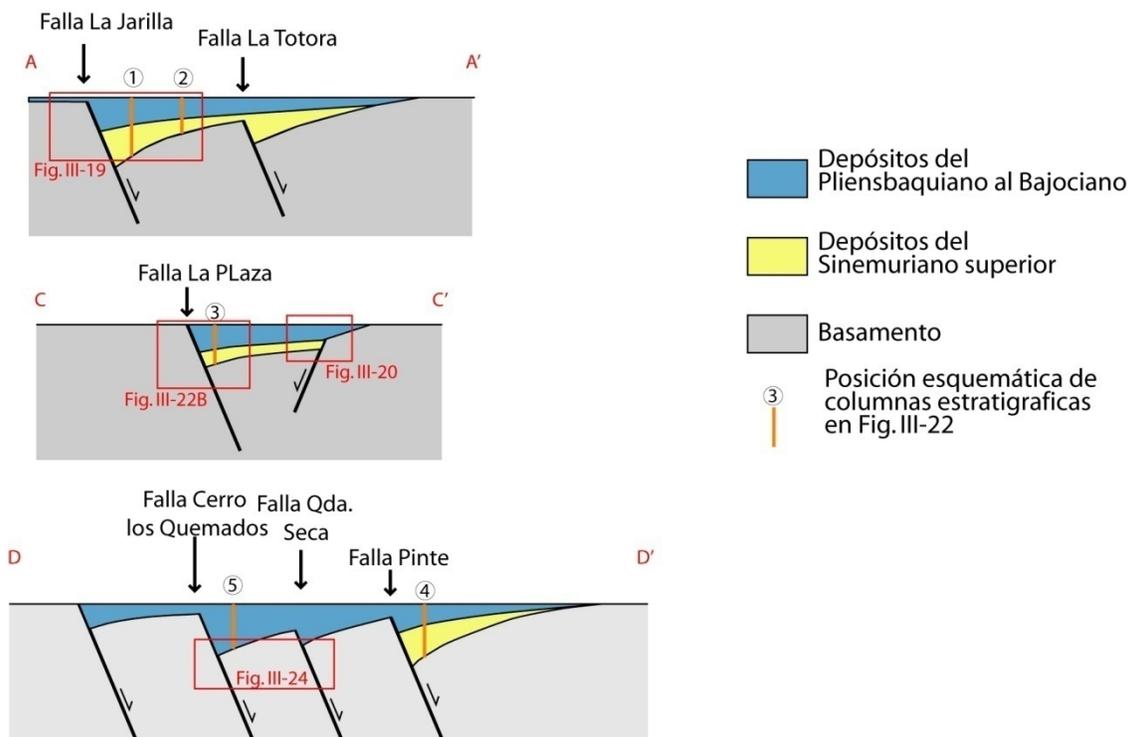


Figura 68. Perfiles esquemáticos de la Fm. Lautaro.

Las unidades asignadas al Jurásico Superior representan un episodio generalizado de volcanismo que abarca toda el área de estudio, y que, a demás, se extiende hacia el norte, este y sur de ésta (Emparan y Pineda, 2000; Arévalo, 2005a; Arévalo 2005b; Welkner et al., 2006; Arévalo y Welkner, 2008; Arévalo et al., 2009; Creixell et al., 2012). Este volcanismo aparece inicialmente durante el Bajociano como intercalaciones volcano-sedimentarias en la Formación Lautaro en la zona de Quebrada Las Máquinas (figura 27; von Hillebrandt, 1973), en la parte nororiental del área, junto con una importante regresión de sur a norte que afectó a toda la región (Vicente, 2006). Este volcanismo, que se extiende por todo el territorio chileno en el Norte Chico, ha sido dividido en dos franjas de orientación N-S, una occidental con signatura geoquímica de arco

continental (Oliveros et al., 2007), y una oriental, con signatura geoquímica de retro-arco o islas oceánicas (Rossel et al., 2011), constituyendo una configuración de arco y cuenca de tras-arco para el margen sudamericano en este período, modelo ya propuesto por Mpodozis Y Ramos (1990).

En consideración del drástico aumento de espesor, de norte a sur, en estos depósitos que se observa en la Quebrada Pinte, y por las facies subacuáticas documentadas al norte del área de estudio, se propone un esquema paleogeográfico en el que la continentalización de los depósitos de norte a sur estaría realacionada con un aumento en las tasas de acumulación en el mismo sentido, pudiéndose reconstruir una línea de paleocosta como se muestra en la figura 69.

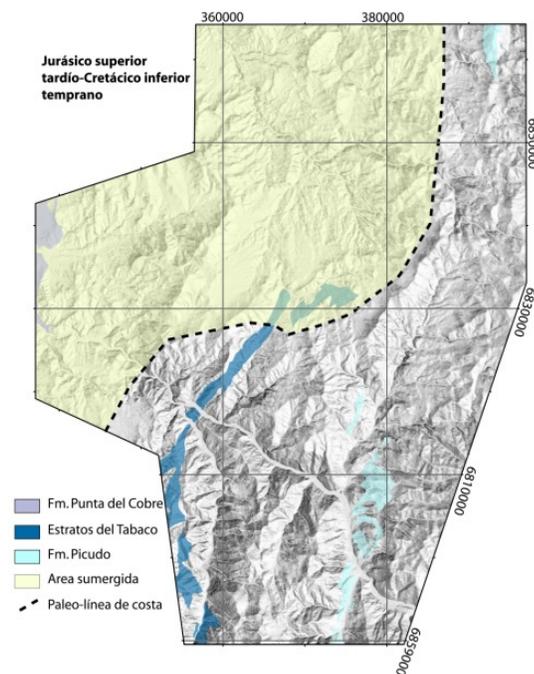


Figura 69. Ubicación aproximada de la línea de costa para el Jurásico Superior

Tanto el Grupo Chañarcillo como los Estratos de Alto del Carmen se ubican estratigráficamente sobre los extensos depósitos volcánicos del Jurásico Superior y bajo las potentes sucesiones volcánicas del Cretácico Superior, evidenciado una relativa quiescencia del volcanismo en el área

durante el Cretácico Inferior. De esta manera, estas dos unidades sedimentarias, correlacionables estratigráficamente, representan dos ambientes diferentes de una misma configuración paleogeográfica que se establece en el área de estudio a partir probablemente del Hauteriviano superior.

Por un lado el Grupo Chañarcillo representa un ambiente homogéneamente marino, mientras que los Estratos de Alto del Carmen corresponden a un ambiente continental con una marcada variación lateral a facies subacuáticas en la quebrada El Tabaco, hasta convertirse en un fan delta submarino en el sector de Quebrada Las Habas y depósitos continentales rojos a la altura de Alto del Carmen. Así queda en evidencia que para esta época la paleo-línea de costa tenía, a grandes rasgos, una orientación noreste (figura 70) muy similar al Jurásico Superior (figura 69).

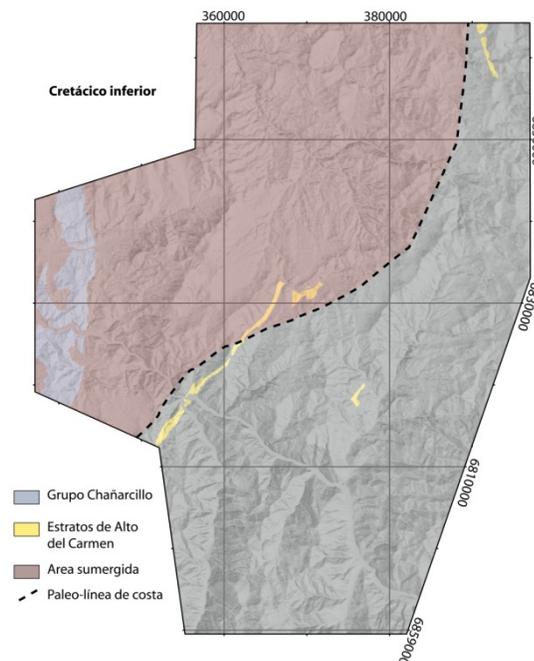


Figura 70. Ubicación aproximada de la línea de costa para el Cretácico Inferior.

Como lo evidencian los drásticos cambios de espesores controlados por fallas normales en los niveles de los Estratos de Alto del Carmen en la Quebrada Las Habas y las estructuras extensionales sin-sedimentarias descritas en el Grupo Chañarcillo (Mourgues, 2007; Arévalo et al., 2005b) todos estos depósitos se acomodan en un contexto tectónico extensional. Más aún, en

consideración de la disposición en onlap del Grupo Chañarcillo sobre la Formación Punta de Cobre por el este (Arévalo et al., 2009), de la drástica disminución de espesores desde 2500 metros en el grupo Chañarcillo al oeste a 700 m. en los Estratos de Alto del Carmen al este, del cambio de ambiente depositacional también entre estas dos unidades y de como la subvertical Falla Agua de los Burros limita los afloramientos del grupo Chañarcillo por el este, se propone que la cuenca de Chañarcillo corresponde a una cuenca tipo hemigraben de vergencia oeste (figura 71) donde los Estratos de Alto del Carmen se depositarían sobre el bloque yacente de la cuenca, que también sufre fallamiento extensional aunque en un grado menor (figura 71).

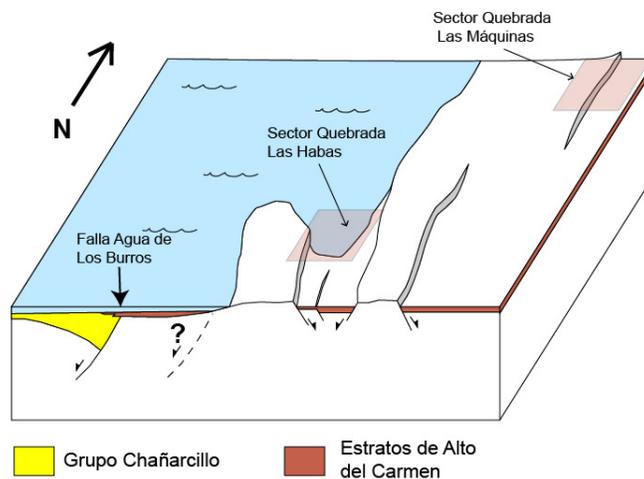


Figura 71. Esquema paleogeográfico para el Cretácico Inferior

La presencia de conglomerados en la base de los Estratos de Quebrada las Máquinas marcan la transición entre las cuencas marinas subsidentes del Cretácico Inferior y el extenso volcanismo continental representado por las unidades descritas más arriba. Estos conglomerados, como lo refleja la composición de sus clastos, se generan por la exhumación de las unidades del Cretácico Inferior que se habrían encontrado relativamente alzadas por el oeste (Grupo Chañarcillo). Al mismo tiempo, la ausencia de estos conglomerados en los afloramientos orientales donde también aflora la base de los Estratos de Quebrada las Máquinas, nos indica que el terreno también se encontraba relativamente alzado hacia el este, por lo que estos niveles se depositaron en una depresión topográfica. Este paquete sedimentario se correlaciona con el miembro basal de la Formación Cerrillos,

definida en el valle de Copiapó (Segestrom y Parker, 1959), donde Makshev et al. (2009) han obtenido edades U-Pb en circón de 98 a 112 Ma y que también han sido interpretadas como producidas durante la inversión tectónica de las cuencas del Cretácico Inferior (Makshev et al., 2009). Hacia el sur, en el cuadrángulo Tres Cruces, estos niveles se correlacionan con un nivel sedimentario basal, asignado también a la Formación Cerrillos por Arévalo y Creixell (2009), en el que estos mismos autores obtienen una edad U-Pb en circón de $111,8 \pm 1$ Ma en un domo dacítico intercalado. Más al sur aun, en las cartas La-Serena-La Higuera y Condoriaco Rivadavia (Emparan y Pineda, 1999; Emparan y Pineda, 2000), estos niveles se correlacionan con el miembro basal, principalmente sedimentario, de la Formación Quebrada Marquesa y con la Formación Las Chilcas en la carta Til-Til-Santiago (Wall et al., 1999). La extendida distribución a lo largo del margen de estos depósitos conglomerádicos reflejan que éstos marcan un evento tectónico de carácter regional y homogéneo para el margen andino durante el Albiano.

Si bien la depresión tectónica donde se deposita este paquete sedimentario puede generarse tanto en una cuenca de hemi-graben, como lo propone Arévalo et al. (2009), como en una cuenca de ante-país, como lo propone Makshev et al. (2009), el hecho de que el rango de edad para estas rocas que se desprende de las correlaciones (entre 98 y 112 Ma) se traslapa con un evento compresivo regional que gatilla la inversión tectónica de las cuencas extensionales mesozoicas entre los 32°S y 40°S y entre los 94 y los 112 Ma (Arancibia, 2004; Manceda y Figueroa, 1995; Zamora Valcarce et al., 2006; Di Giulio et al., 2012) y que estos depósitos se pueden seguir casi de manera continua entre los 27° a los 33°S (SERNAGEOMIN, 2003), sugiere que éstos corresponden efectivamente al relleno de una depresión tectónica generada en compresión (figura 72).

La marcada discordancia erosiva entre los Estratos de Quebrada las Máquinas y los Estratos del Embalse Santa Juana expuesta en la Quebrada las Máquinas, y la deformación de los depósitos pre-Estratos del Embalse Santa Juana que ésta sella (figura 65), evidencia que el este del área de estudio habría correspondido efectivamente a un terreno alzado tectónicamente previo a la depositación de los Estratos del Embalse Santa Juana, al menos antes los 82 Ma (figura 72), más aún, la flexión que presenta esta superficie de erosión y como sobre ésta se apoyan los Estratos del Embalse Santa Juana con discordancias progresivas (figura 65) muestra que el bloque oriental se siguió alzando progresivamente

durante el Campaniano y el Maastrichtiano, configurándose así una depresión tectónica, tipo zona triangular, en un régimen compresivo (figura 72).

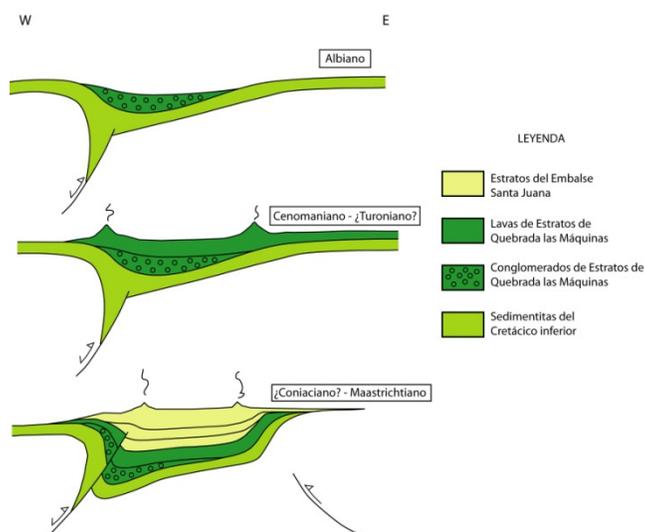


Figura 72. Perfiles esquemáticos que representa la evolución tectonoestratigráfica para el Cretácico Superior.

Los paquetes volcánicos del Cretácico Superior afloran extensivamente en todo el Norte Chico, donde los niveles basales han sido asignados a la Formación Cerrillos y los niveles superiores, a la Formación Hornitos (Arévalo, 2005a; Arévalo, 2005b; Arévalo y Welkner, 2008; Arévalo et al., 2009, Arévalo y Creixell, 2009; Creixell y Arévalo, 2009; Moscoso et al., 2010). Sin embargo, las dataciones U-Pb en circones realizadas por estos autores y, adicionalmente, las realizadas por Maksaev et al. (2009) han mostrado inconsistencias entre este marco estratigráfico y las unidades mapeadas (figura 73). La complicación principal en el mapeo del contacto entre las Formaciones Cerrillos y Hornitos deriva del hecho de que éste fue definido por la ausencia de tobas ácidas en la Formación Cerrillos y una marcada discordancia en la base de la Formación Hornitos (Segerstrom y Parker, 1959). Estos dos criterios resultan finalmente ser inconsistentes a escala regional, puesto que tobas ácidas han sido documentadas en las base de las Formaciones Cerrillos (Arévalo y Creixell, 2009; Creixell y Arévalo, 2009) y las discordancias documentadas en este trabajo, en comparación con las de la localidad tipo (Maksaev et al., 2009), muestra un diacronismo de éstas, lo que cobra sentido si consideramos que las discordancias son

controladas por la evolución particular de las estructuras propias de cada sector, pero que pertenecen a un mismo tipo de ambiente volcano-tectónico. En consideración de lo anterior resulta evidente que el miembro superior de la Formación Cerrillos comparte un mismo contexto geológico con la Formación Hornitos, no así con el miembro inferior sedimentario de la misma Formación, el que se distingue tanto por su litología como por ser casi 10 Ma más antiguos que los depósitos volcánicos (figura 73).

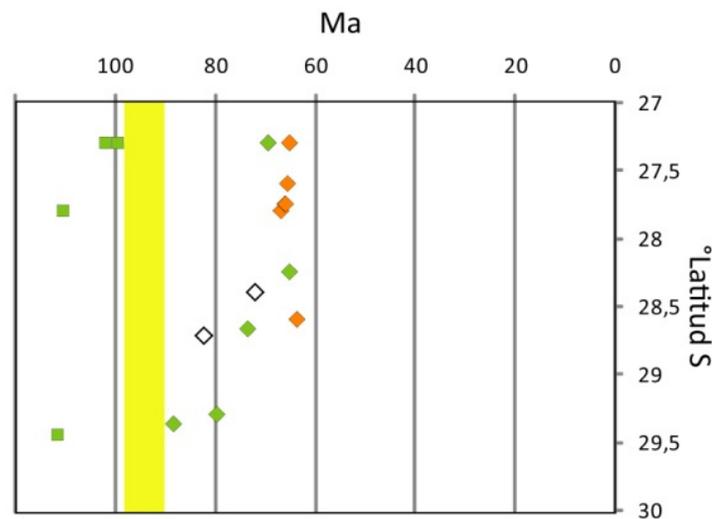


Figura 73. Edades U-Pb en circones obtenidas para la Formación Cerrillos (en verde) y la Formación Hornitos (naranja). los cuadrados son edades obtenidas en el miembro inferior sedimentario de la Formación Cerrillos y los rombos blancos corresponden a las edades obtenidas en este estudio (Arévalo 2005b, Arévalo et al., 2009; Arévalo y Creixell, 2009; Creixell y Arévalo, 2009; Makshev et al., 2009).

Finalmente, dado que la diferenciación entre el miembro superior de la Formación Cerrillos y la Formación Hornitos carece de argumentos litológicos y geocronológicos consistentes y que, por lo tanto, éstos representan un periodo continuo de volcanismo recurrente, se propone la inclusión de éstos depósitos dentro de la misma Formación Hornitos dejando la Formación Cerrillos de forma exclusiva para los depósitos sedimentarios de edad Albiana, constituyéndose así un cuadro estratigráfico consistente y muy similar al expuesto en la Carta Til-Til-Santiago (Wall et al., 1999) con las Formaciones Las Chilcas y Lo Valle.

5.2 Modelo Estructural

Los eventos de tectónica estensional que ocurrieron en el área durante el Mesozoico están bien registrados en la arquitectura estratigráfica de las unidades geológicas sin-sedimentarias ya descritas en el capítulo 3. En el capítulo 4, por otro lado, se han descrito una serie de estructuras geológicas asociadas a una tectónica compresiva que se superpone a los rasgos heredados de la tectónica extensional mesozoica y cuyo rango de edades posibles abarca desde el Cretácico Superior bajo al presente.

La recopilación de todas las restricciones geocronológicas para las distintas estructuras compresivas permiten identificar dos rangos de edad posible para el desarrollo de éstas, un primer rango entre el Cretácico Superior bajo y el Paleoceno Inferior y otro entre los 40Ma y el presente. Cada uno de estos períodos se caracteriza, a su vez, por presentar estilos diferentes de deformación, con la reactivación leve de fallas normales de alto ángulo en el Cretácico Superior y la generación de fallas tipo "short-cut" y "by-pass", de menor ángulo, a partir del Eoceno Superior.

En la figura 74 se presenta una sección geológica del área en la que se restauran cada uno de estas dos familias de estructuras. La restauración se realizó con el software Move 2012 de Midland Valley y utilizando los algoritmos de fault-parallel flow y trishear. Para la restauración se ubica un pinline en el eje del sinclinal amplio de la Cordillera de la Costa en el que afloran las series volcánicas del Cretácico Superior (figura 74). Con el fin de generar las geometrías observadas en superficie se infieren una serie de fallas profundas que no afloran en superficie (Fallas de color rojo en la figura 74) y que más que fallas propiamente tales corresponden a una simplificación geométrica de la deformación del basamento requerida para elevar los niveles regionales del Cretácico Superior. No se restauró la deformación producida por fallas de bajo desplazamiento inverso, y que, por lo tanto, no tienen incidencia en la estructura de primer orden (Fallas La Totorá, La Jarilla y El Zapallo). El desplazamiento inferido para la Falla del Zapallo corresponde a un mínimo, puesto que, dada la falta de marcadores no deformados por las fallas normales del Mesozoico en el bloque colgante, se restauró hasta que el basamento expuesto en superficie quedara bajo la prolongación hacia el este de la base del Triásico (figura 74).

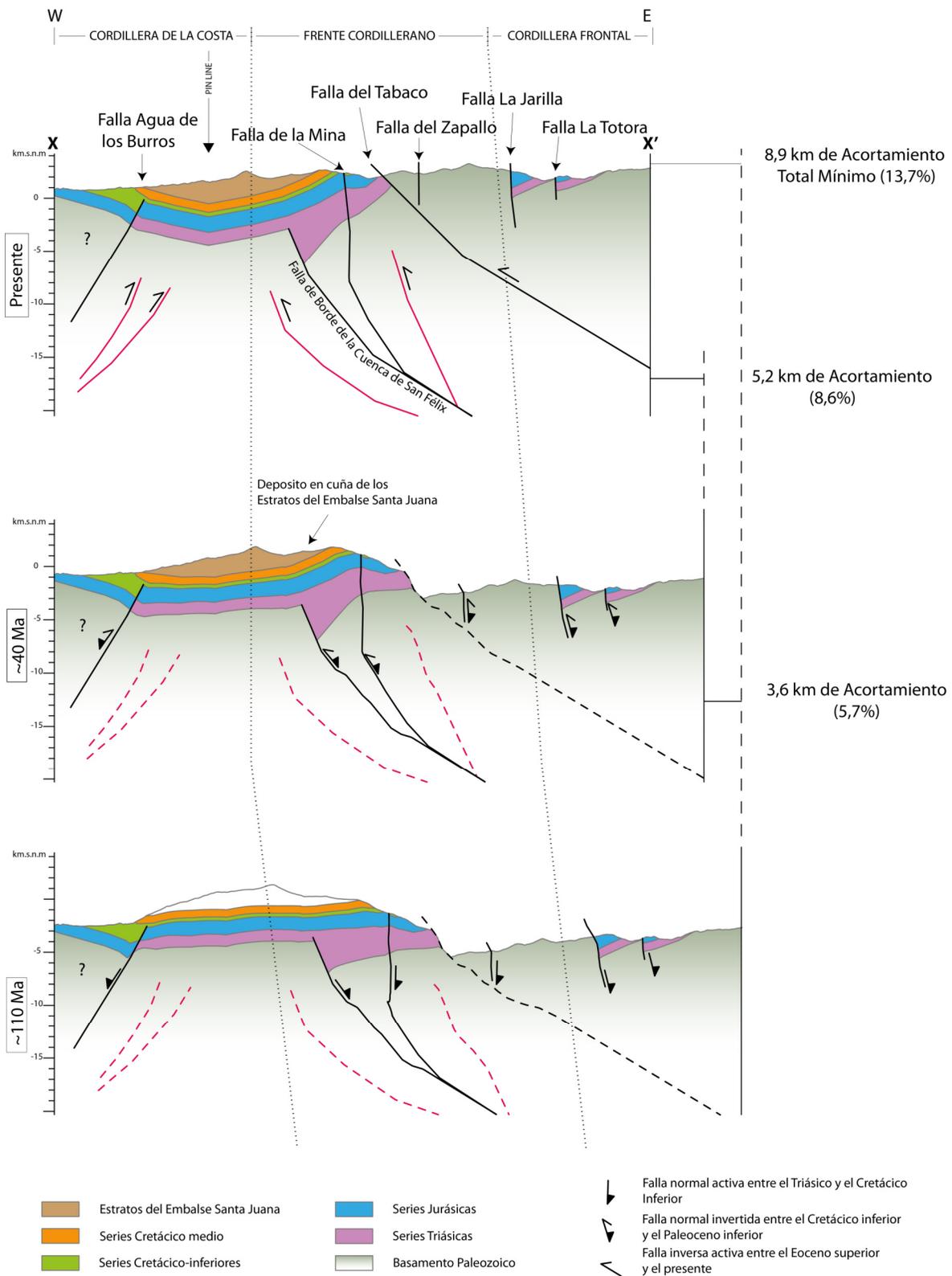


Figura 74. Sección geológica del área y reconstrucción palinspástica de la deformación. Traza de la sección en Fig. 48 y Mapa 1:100.000. Las fallas segmentadas se activan a partir del Eoceno Superior.

5.2.1 Cretácico Superior - Paleoceno Inferior

Durante este período en el Dominio Cordillera Frontal se desarrolla una deformación compresiva representada por la leve inversión de las fallas normales mesozoicas con la consecuente generación de anticlinales de inversión en el Frente Cordillerano y la generación de pequeñas fallas inversas de pequeña escala en la cordillera Frontal que no producen un acortamiento importante.

En el Frente Cordillerano una leve reactivación inversa se observa en la Falla El Zapallo y de manera más importante, en la falla de borde de la cuenca de San Félix, donde la inversión de fallas normales de esa cuenca levanta el anticlinal de inversión de la falla de borde de la cuenca de San Félix, induciendo acuñamientos en los depósitos syn-tectónicos de los Estratos del Embalse Santa Juana (figura 65) configurándose así un depocentro para esta unidad limitado al este por el alzamiento de la Cordillera Frontal.

En La Cordillera de la Costa se produce la inversión de la Falla Agua de los Burros hacia finales del Cretácico Superior, plegando las capas de los Estratos de Embalse Santa Juana. De esta manera, en este período se observa que la deformación se distribuye homogéneamente por toda el área localizándose en las fallas normales principales generadas durante los procesos de rift del Mesozoico y generando un acortamiento mínimo de 3,6 km equivalente a un 5,7% (figura 74).

5.2.2 Eoceno Superior - Presente

En este período se desarrollan fallas de menor ángulo que cortan las principales fallas normales mesozoicas o se propagan desde éstas. Estas fallas producen el principal acortamiento/alzamiento observado en el área. En el Dominio Frente Cordillerano una nueva falla tipo "short-cut" se propaga desde la Falla de borde de San Félix luego se produce una falla de by-pass de que acentúa el monoclinal del Frente Cordillerano, el que es posteriormente cortado por la falla El Tabaco (figura 74). Esta última correspondería a una falla de atajo o "short-cut" de la falla El Zapallo, de menor ángulo, que repite tectónicamente al basamento paleozoico (figura 74). La generación de estas fallas de menor

ángulo durante este período produce el acortamiento más importante en el área, con un mínimo calculado de 5,2 km equivalente a un 8,6% (figura 74), contituyéndose una acortamiento total acumulado en el área de 8,9 km equivalente a un 13,7%..

En la sección (figura 74) se puede observar claramente los distintos roles que cumple cada dominio estructural definido en este trabajo. La Cordillera Frontal, por un lado, se comporta como un bloque rígido alzado, casi pasivamente, hacia el oeste. El Frente cordillerano concentra la mayor parte de la deformación actuando como la rampa, a escala cortical, que controla el ascenso de la Cordillera Frontal hacia el oeste y la cabalga por sobre la Cordillera de la Costa. Esta última, por su lado, no presenta una deformación importante durante este período.

5.3 Rol del basamento en la deformación

La evolución paleozoica del margen occidental de Sudamérica se caracteriza por el amalgamiento de diversos terrenos alóctonos y para-autóctonos al proto-margen de Gondwana que componen, hacia finales del Paleozoico, una estructura cortical heterogénea compuesta por un arreglo de bloques de basamento unidos por zonas de sutura que representan discontinuidades mayores en la corteza (figura 75). A la latitud de Vallenar, a finales del Devónico ocurre la acreción del terreno Chilenia (Ramos et al., 1984, 1986; Álvarez et al., 2011). Este evento gatilla el desarrollo de una cuenca de ante-país (Fm. Pta. Negra) y el emplazamiento de una secuencia ofiolítica en el margen occidental de la Precordillera, que representa la zona de sutura (figura 75)

A partir del Carbonífero se configura el margen proto-pacífico de Gondwana a esta latitud. Éste se caracteriza por una subducción activa y el desarrollo de extensas cuencas de retro-arco marino-continentales (Cuenca Uspallata-Iglesia) y continentales de ante-país (Paganzo) en el Carbonífero-Pérmico que cubren a los terrenos ya acrecionados. Estas cuencas albergan tobas ácidas con edades entre 260-270 Ma (Pérmico medio) producto del desarrollo de un importante arco magmático en el margen suroeste de Gondwana acompañado con un intensa deformación conocida como la “Fase Orogénica San Rafael” (Lopez-Gamundí, 2006). Marcando esta actividad magmática, en la Cordillera Frontal

chilena, se emplazan grandes batolitos graníticos, relacionados a procesos de subducción (Mpodozis y Kay, 1992) y asociados a extensos depósitos efusivos y piroclásticos ácidos atribuidos al Grupo Choiyoi en Argentina y a la unidad Guanaco Sonso en Chile, miembro inferior del Grupo Pastos Blancos (Martin et al., 1999).

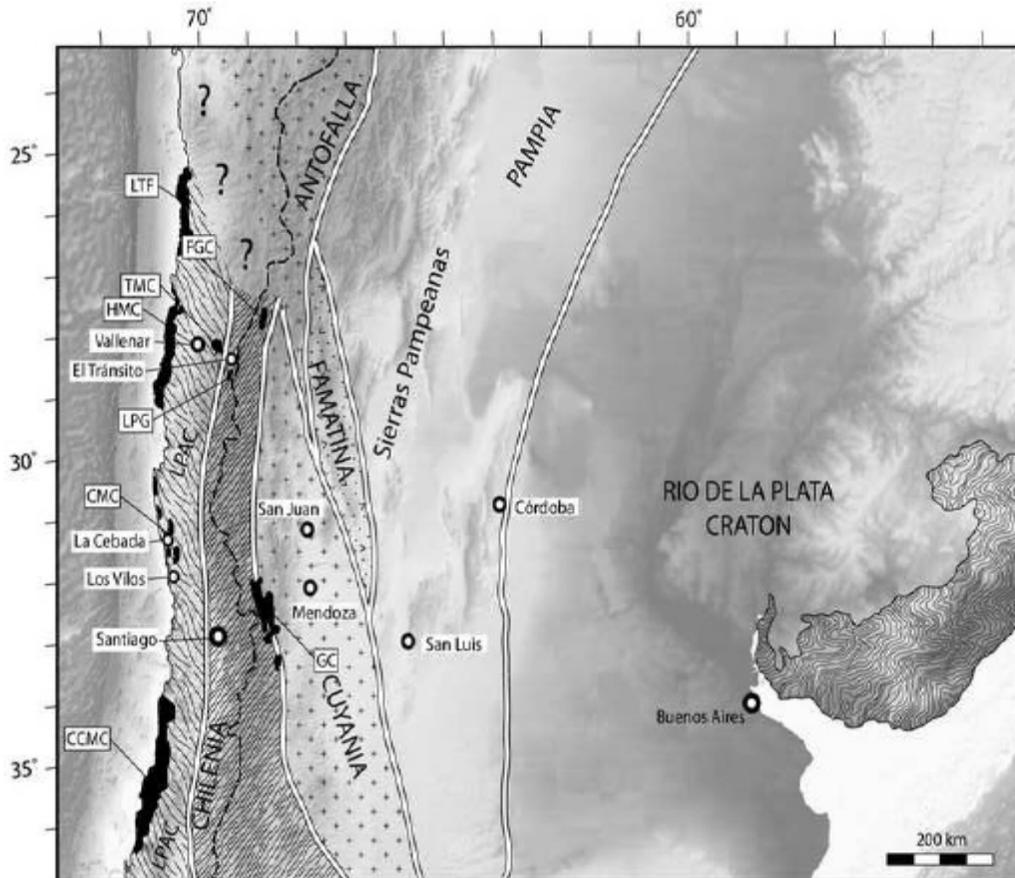


Figura 75. Distribución de terrenos y suturas remanentes de la evolución acrecionaria del Segmento de Subducción Plana Pampeano (mod. de Álvarez et al., 2011).

Hacia el Pérmico Superior-Triásico, la subducción cesa, y grandes fundidos corticales producen batolitos anorogénicos (Mpodozis y Kay, 1992). La expresión extrusiva de este magmatismo también ha sido asignada indistintamente al Grupo Choiyoi y a la unidad superior del Grupo Pastos Blancos, Los Tilos (Martin et al., 1999).

Toda esta evolución tectónica imprime en el basamento una heterogénea arquitectura

interna al momento del inicio de los procesos que acomodaron el depósito de las series mesozoicas. La influencia de esta arquitectura heredada en la localización de la deformación ligada a los diversos eventos tectónicos extensionales mesozoicos y compresivos meso-cenozoicos que afectaron a esta zona se puede inferir mediante el arreglo espacial de ciertas unidades.

En el sector de la Sierra del Zapallo se puede observar que la falla de borde que limita los depósitos de la cuenca de La Totorá por el oeste coincide con una falla interna del basamento que pone en contacto los plutones paleozoicos hacia el este con el Complejo Metamórfico El Tránsito y volcanitas del Pérmico Inferior hacia el oeste, sugiriendo un control del basamento en estructuración de la cuenca de rift de la Totorá. De la misma manera, en el sector de la Quebrada Pinte, donde se localiza una importante falla normal que acomoda los depósitos del Mesozoico inferior coincide con una franja de rocas metamórficas de orientación N-S (Milonitas del Portillo y Esquistos de Quebrada Seca), que equivalen claramente a una zona de debilidad cortical frente a los extensos plutones graníticos que dominan el resto del basamento en ese sector. Estas observaciones ponen en evidencia el control de la arquitectura heredada del basamento en la deformación extensional del Mesozoico inferior y la consecuente estructuración de las cuencas que se desarrollaron durante ese período.

Por otro lado, la notable localización de la deformación compresiva en el Dominio Frente Cordillerano, como ya se mencionó en la sección 5.2, también coincide espacialmente con un drástico cambio reológico en el basamento. Esto nos lleva a concluir que las estructuras internas del basamento relictas de su evolución tectónica pre-mesozoica cumplen efectivamente un rol activo tanto en la deformación extensional evidenciada durante el mesozoico como en la deformación compresiva registrada a partir del Cretácico Superior.

6 CONCLUSIONES

La evolución tectónica de la Cordillera de Vallenar está controlada por una arquitectura estructural heredada de procesos extensionales desarrollados entre el Triásico y el Cretácico

Inferior. A esta herencia estructural se sobrepone una deformación compresiva marcada por estilos de deformación propios de inversión tectónica a partir del Cretácico Superior, lo que permite explicar la configuración actual de la Cordillera Frontal a esta latitud que se destaca por la presencia de bloques de basamento alzados.

Dentro del basamento paleozoico, se destaca la obtención de una edad U-Pb en circones de 300 Ma en los aquí definidos Estratos de Cerro Bayo, que corresponde a la primera evidencia de volcanismo del Carbonífero Superior en la Cordillera Frontal de esta zona.

El desarrollo de cuencas extensionales comienza, al menos, en el Triásico medio con la cuenca de San Félix. Esta cuenca corresponde a un hemigraben marino de orientación NS abierto hacia el oeste, controlado por una falla normal de crecimiento, cuya arquitectura estratigráfica puede ser explicada por tres periodos discretos de subsidencia tectónica. La localización de esta cuenca se correlaciona con un drástico cambio reológico en el basamento. La colmatación y continentalización de la cuenca de San Félix, durante el Triásico superior, ocurre sincrónicamente con el desarrollo de una depresión volcánico-tectónica continental al este de ésta, cuyo relleno corresponde a la Formación La Totorá y cuyos depósitos volcánicos engranan lateralmente con el miembro superior (M5) de la Formación San Félix.

A partir del Sinemuriano, sobre los depósitos de la Formación La Totorá, se depositan las sedimentitas marinas de la Formación Lautaro en una serie de depocentros tipo hemigraben abiertos hacia el oeste.

Durante el Jurásico superior se desarrolla un extenso volcanismo continental en el área, representado por la Formación Picudo y los Estratos del Tabaco, de composición intermedia a ácida que se desarrolla entre los 160 y los 133 Ma y que se destaca por el desarrollo de potentes secuencias localizadas que son acomodadas por fallas normales (sector Quebrada Pinte).

A partir del Cretácico Inferior, junto con el cese de la actividad volcánica, se depositan potentes secuencias marinas en el oeste (Grupo Chañarcillo) que se continentalizan lateralmente hacia el este (Estratos de Alto del Carmen) y que son acomodadas en cuencas extensionales.

En el Cretácico superior se renueva la actividad volcánica en la zona con el desarrollo de extensos depósitos volcánicos (Estratos de Quebradas las Máquinas). Estos depósitos presentan internamente discordancias progresivas que evidencian el comienzo del alzamiento tectónico de la Cordillera Frontal y de la consecuente inversión de las cuencas extensionales mesozoicas.

Estructuralmente el área de estudio se puede dividir en tres dominios que presentan características estructurales particulares y que corresponden a franjas paralelas de orientación NS a NNW. Estos dominios estructurales son, de este a oeste, a La Cordillera Frontal, el Frente Cordillerano y la Cordillera de la Costa. La Cordillera Frontal expone a las rocas más antiguas y presenta principalmente la deformación extensional relictada de la primera mitad del mesozoico que, habiendo sufrido solo una leve reactivación inversa, corresponde más bien a un bloque alzado que expone el techo de las series triásicas a más de 5 km por sobre el nivel regional. El Frente Cordillerano corresponde a una angosta franja de interacción estructural entre la Cordillera Frontal y la Cordillera de la Costa y es la que presenta el mayor grado de deformación y que acomoda gran parte del acortamiento. La Cordillera de la Costa presenta una leve deformación de amplia longitud de onda y es donde se preservan las unidades mesozoicas más jóvenes (Cretácico Superior).

El inicio de la inversión del régimen tectónico en el área queda acotado entre los 125 y los 82, pero probablemente habría ocurrido alrededor de los 100 Ma de acuerdo a correlaciones regionales (Arancibia, 2004; Manceda y Figueroa, 1993) y a eventos geodinámicos mayores (Somoza y Zaffarana, 2008). Este período compresivo habría durado hasta cerca del K-T, contemporáneo con el extenso volcanismo intermedio a ácido del Cretácico Superior, habría acomodado un acortamiento mínimo de 3,5 km distribuido en toda el área, y se caracterizaría por la reactivación inversa de las fallas normales mesozoicas y el consecuente desarrollo de anticlinales de inversión.

Desde el Eoceno Superior en adelante se identifica otro período importante de deformación compresiva que, dada la escasez de rocas de esa edad que afloran en el lugar, no ha sido posible subdividir mayormente. En este período ocurre un importante acortamiento (5 km como mínimo) producido por la generación de una serie de fallas inversas que cortan o se propagan desde las fallas normales mesozoicas con ángulos menores que éstas. En este período la deformación se concentra principalmente en el Frente Cordillerano que actúa

como una gran rampa a escala cortical por la cual la Cordillera Frontal se transporta hacia el oeste por sobre la Cordillera de la Costa.

Estos resultados muestran que las heterogeneidades litológicas en el basamento paleozoico ejercen un control de primer orden en la localización de los principales sistemas de fallas mesozoicos y el cenozoicos, así como la arquitectura extensional heredada del Mesozoico ejerce un control de primer orden en el estilo estructural de esta parte de los Andes, el que se caracteriza por mecanismos de inversión tectónica que se desarrollan a partir del Cretácico Superior.

7 REFERENCIAS

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 north-central Chile (28_e32_S): Possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, i. 4, p. 460-476.

Álvarez, J., Mpodozis, C., García-Casco, A., Blanco-Quintero, I., Morata, D. 2012. Are the La Pampa Gneisses remnants of the Chilenia basement? In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.

Amilibia, A., Sàbat, F., McClay, R., Muñoz, J., Roca, E. y Chong, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the Central Andes mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30: 1520-1539

Arancibia, G. 2004. Mid-cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (328 S). *Journal of South American Earth Sciences* v. 17, p. 209–226.

Arevalo, C., 2005a. Carta Copiapó, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, N° 91: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Arévalo, C., 2005b. Carta Los Loros, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, N° 92: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Arévalo V., Carlos y Welkner R., Daniela. 2008. Geología del área Carrizal Bajo-Chacritas: región de Atacama, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica (n.111): 67 p.

Arévalo, C., Mourgues, F., y Chávez, R., 2009. Geología del área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, No 120, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Arévalo, C. ; Creixell, C. 2009. Geología del Cuadrángulo Tres Cruces: región de Coquimbo, Servicio Nacional de Geología - Gobierno Regional de Coquimbo, q mapa escala 1:50.000. Santiago.

Arriagada, C., Mpodozis, C., Yañez, G., Charrier, R., Farías, M., 2009. Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El Oroclino de Vallenar y el “Mega-kink” del Maipo: XII Congreso Geológico Chileno: Santiago, p. S9_009.

Barazangi, M., y Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America: *Geology*, v. 4, p. 686-692.

Barthel, K.W., 1958. Eine marine Faunula aus der mittleren Trias von Chile: *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung*, p. 352-382.

Bell, C.M., y Suarez, M., 1994. The sedimentation and tectonics of a marine fan-delta developed on an active continental margin: the Triassic San Félix Formation in the Andes of northern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 7, p. 403-413.

Biese, W., 1942. La distribución del Cretácico Inferior al sur de Copiapó, 1er Congreso Panamericano de ingeniería de Minas y Geología, Volume 2: Santiago, p. 429-466.

Biese, W., 1958. Jura El Tránsito, 75 Km. E de Vallenar. Inédito. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal, en Segundo Simposio de Geología Regional Argentina: Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, v. 1, p. 397-454.

Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina - Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26, p.1-47, Santiago.

Charrier, R., Pinto, L., Rodriguez, M., 2007. Tectonoestratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile*. Moreno, T.; Gibbons, W.. The Geological Society: 21-144. London.

Coloma, F., Salazar, E., Creixell, C. 2012. Nuevos antecedentes acerca de la construcción de los plutones pérmicos y permo-triásicos en el valle del río Tránsito, Región de Atacama, Chile. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.

Cooper, U. A., Williams, G., Graciansky, C., Murphy, R., Needham, T., de Paor, D, Stoneley, R., Todd, S., Turner, J., Ziegler, A. 1989. Inversion tectonics - a discussion. *In: Cooper, M. A. y Williams, G. D. (eds) Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 44,335-347.

Cornejo, P., Mpodozis M, C., y Tomlinson, A., 1998. Hoja Salar de Maricunga, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería.

Creixell, C., Arévalo, C., 2009. GEología del Cuadrángulo Junta de Chingoles, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería-Gobierno Regional de Coquimbo, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

Creixell, C., Ortiz, M., Arévalo, C., 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Región de Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, 1 mapa escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica.

Crider, J.G., 2001. Oblique slip and the geometry of normal-fault linkage: mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon: *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 1997-2009.

Debacker, T.N., Dumon, M., y Matthys, A., 2009. Interpreting fold and fault geometries from within the lateral to oblique parts of slumps: A case study from the Anglo-Brabant Deformation Belt (Belgium): *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 1525-1539.

Dediós, P., 1967. Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo., Carta Geológica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas, p. 65.

Destro, N., 1995. Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 615-629.

Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V. 2012. Detrital zircon provenance from the Neuquén Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. *Geology*, v. 40, No. 6, p. 559-562.

Emparán, C., y Pineda, G., 1999. Area Condoriaco-Rivadavia, región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 12, 1 mapa escala 1:100.000. 1 anexo, Santiago.

Emparan, C. y Pineda, G., 2000. Estratigrafía y geochronología U-Pb y K-Ar de los sistemas volcanicos Cretacico Superior-Palaeogeno en la zona de Condoriaco-Rivadavia, Region de Coquimbo, paper presented at IX Congreso Geologico Chileno, Soc. Geol. de Chile, Puerto Varas.

Fromm, R., Zandt, G., y Beck, S.L., 2004. Crustal thickness beneath the Andes and Sierras Pampeanas at 30°S inferred from Pn apparent phase velocities: *Geophys. Res. Lett.*, v. 31, p. L06625.

García, F., 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In *Simposium Sobre el Geosinclinal Andino*, Actas, Sociedad Geológica de Chile, Vol 3, 138 p.

Gawthorpe, R. L. y Leeder, M. R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, v. 12, p. 195-218.

Gipson, M., Taylor, G., Groccot, J. 2003. New Palaeomagnetic results and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology from the Vallenar region (29°S), N. Chile. In *General Assembly of the European Geophysical Society*, No. 27, Actas 4, Abstract No. EGS02-A-06020. Nice, France.

Godoy, E., y Davidson, J., 1976. Pilares tectónicos en compresión de edad miocena superior en los Andes del norte de Chile (22-30°S), *Congreso Geológico Chileno*, Volume 1: Santiago, p. B87-B103.

Gutcher, M., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E. 2002. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, vol. 19, no. 5, p. 814-833.

- Heredia, N., Rodríguez Fernández, L.R., Gallastegui, G., Busquets, P., y Colombo, F., 2002.** Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30°00'-31°30'S latitude): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 79-99.
- Huisman, R.S., Podladchikov, Y.Y., Cloetingh, S., 2001.** Transition from passive to active rifting: relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 106, 11271–11291.
- Iriarte, S., Arévalo, C., y Mpodozis, C., 1999.** Hoja La Guardia, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, No 13: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., y Ando, C.J., 1983.** Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 341-361.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. 1986.** The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation, *American Journal of Science*, v. 286, p. 737-764.
- Kley, J., y Monaldi, C.R., 2002.** Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina: *Tectonics*, v. 21, p. 1061.
- Lambiase, J.J., Morley, C.K., 1999.** Hydrocarbons in Rift Basins: The Role of Stratigraphy: *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 357, p. 877-900.
- Letouzey, j., 1990.** Fault reactivation, inversion and fold-thrust belt, *in* Letouzey, j., ed., 4th IFP Exploration Production Research Conference: Bordeaux, p. 101-128.
- López-Gamundí, O., 2006.** Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: Age constraints and common characteristics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 227-238.
- Maksaev, V., Munizaga, F., Valencia, V., y Barra, F., 2009.** LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology to constrain the age of post-Neocomian continental deposits of the Cerrillos Formation, Atacama Region , northern Chile: tectonic and metallogenic implications: *Andean geology*, v. 36, p. 264-287.

- Manceda, R., y Figueroa, D., 1993.** La inversión del rift mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe. Provincia de Mendoza., XII Congreso Geológico Argentino, p. 219-232.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995.** Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina, in A. J. Tankard, R. Suárez S., y H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG memoir 62, p. 369-382.
- Marschik, R.; Fontboté, L., 2001.** The Candelaria – Punta del Cobre iron oxide Cu-Au(Zn-Ag) deposits, Chile. Economic Geology 96: 1799-1826.
- Martin, M.W., Clavero R, J., y Mpodozis M, C., 1999.** Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29-30°S): Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 33-49.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M., 2012.** The Lautaro Basin: a record of inversion tectonics in northern Chile. Andean Geology 39 (2): 258-278.
- Martins-Neto, M.A., Catuneanu, O., 2010.** Rift Sequence Stratigraphy. Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 247-253.
- Mitra, S., 1993.** Geometry and kinematic evolution of inversion structures: AAPG Bulletin, v. 77, p. 1159-1191.
- Morley, C.K., Nelson, R.A., Patton, T.L., y Munn, S.G., 1990.** Transfer zones in the East African Rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts: AAPG Bulletin, v. 74, p. 1234-1253.
- Moscoso, R., y Mpodozis, C., 1988.** Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo: Revista Geológica de Chile, v. 15, p. 151-166.
- Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Ribba, L., Arévalo. 2010.** Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama, Mapa de Compilación 1:250.000, Carta GEológica de Chile, Serie Preliminar. Servicio Nacional de geología y Minería.
- Mourgues, F., 2007.** La transgression du Crétacé Inférieur au Nord du Chili. Biostratigraphie, Paléontologie (Ammonites), Stratigraphie Séquentielle et Tectonique Syngédimentaire: Toulouse, Université Toulouse III – Paul Sabatier.

Mourgues A., Jaillard, E., Arévalo, C., Bulot, L., 2009. La Cuenca de Chañarcillo (Cretácico inferior, 26-30°S): Bioestratigrafía, estratigrafía secuencial y tectónica sinsedimentaria. En Congreso Geológico Chileno, 12., Santiago, Chile, 22-26 noviembre, 2009: pp.S10-025 .

Mpodozis M, C., y Davidson, J., 1979. Estructuras de origen gravitacional en los Andes del Norte Chico de Chile. Revista Geológica de Chile, No. 10, p. 17.

Mpodozis, C., y Kay, S., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S): Revista Geológica de Chile, v. 17, p. 153-180.

Mpodozis, C., y Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S): Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 999-1014.

Mpodozis M, C., y Ramos, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina, *in* Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., and Reinemud, J.A., eds., Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: Earth Sciences Series: Houston, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 59-90.

Mpodozis, C., y Ramos, V.A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 63, p. 481-497.

Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. y Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes: Tectonophysics 399: 125-154

Murillo, I., 2012. Geología estructural del valle del Tránsito con énfasis en las Milonitas del Portillo y su relación con la evolución tectónica desde el Paleozoico Superior en Chile entre los 28°40'-29°04'S. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Nasi, C., Moscoso, R., y MaksaeV, V., 1990. Hoja Guanta, Región de Coquimbo: Carta Geológica de Chile, p. 140.

- Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G. y Fornari, G. 2007.** Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'-24°S): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile* 34(2): 209-232.
- Oliveros, V., Rossel, P., Charrier, R., Labbé, M., Merino, R., 2012.** El tras arco en el sistema andino temprano (Jurásico Tardío) en el margen chileno. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Pankhurst, R., Millar, I., y Hervé, F., 1996.** A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta unit of the Elqui-Limarí Batholith at Río del Tránsito, Northern Chile: *Revista Geológica de Chile*, v. 23, p. 35-42.
- Peacock, D.C.P., y Sanderson D.J., 1992.** Effects of layering and anisotropy on fault geometry: *Journal of the Geological Society*, v. 149, p. 793-802.
- Phillipi, R. A., 1899.** Los fósiles secundarios de Chile. *Gobierno de Chile*: 104, p. 42.
- Polanski, J., 1978.** Carbónico y Pérmico en la Argentina. Second ed. Eudeba, Buenos Aires pp. 216
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1991.** Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper 265, pp. 79–91.
- Ramos, V., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S., Cortés, J., y Palma, M., 1984.** Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales, 9° Congreso Geológico Argentino, Volume 2: Bariloche, p. 84-106.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J., Palma, M., 1986.** Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, Vol. 5, No. 6, p. 855-880.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., y Pérez, D.J., 2002.** The Pampean flat-slab of the Central Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 59-78.

Reutter, K.-J., 1974, Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite: Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung, v. 146, p. 153-178.

Ribba, L., 1985. Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, Región de Atacama, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Ribba, L., Mpodozis M, C., Hervé, F., Nasi, C., y 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, v. 15, p. 129-150.

Rossel, P.; Oliveros, V.; Ducea, M.N.; Labbé, M; Charrier, R. 2011. The Late Jurassic Andean back-arc volcanism, northern Chile (26-31°S). Mineralogical Magazine 75: 1756-1756.

Salazar, E., Mpodozis, C., Arriagada, C., Coloma, F., 2012. Evolución tectonoestratigráfica post-paleozoica de la Cordillera de Vallenar. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.

San Román, F.J. 1911. Estudios geológicos i mineralógicos del Desierto i Cordillera de Atacama. SONAMI: 405 p. Santiago.

Schlische, R.W., 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development: Basin Research, v. 3, p. 123-141.

Schoener, F., 1958. Stratigraphisch-Fazielle Entwicklung der Trias im Gebiet von Vallenar: Berliner Geowissenschaft Abhandlung A, v. 59, p. 99.

Segerstrom, K., 1959. Cuadrángulo Los Loros : Provincia de Atacama, escala 1:50.000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.1): 33 p., 1 mapa, lámns, Santiago.

Segerstrom, K., 1960. Cuadrángulo Quebrada Paipote : Provincia de Atacama, escala 1:50.000. IIG, Carta Geológica de Chile (n.3): 35 p., 1 mapa, lámns, Santiago.

Segerstrom, K., y Parker, R., 1959. Geología del cuadrángulo Cerrillos, Carta Geológica de Chile 3, Instituto de Investigaciones Geológicas, p. 115.

Segerstrom, K., y Ruiz, C., 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama, Carta Geológica de Chile: Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas.

SERNAGEOMIN 2003. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile (escala 1:1.000.000), Publicación Geológica Digital 4, CD-Rom, Santiago.

Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Underhill, J.R., y Gupta, S., 2000. Fault-propagation folding in extensional settings: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 1877-1899.

Somoza, R., y Zaffarana, C.B., 2008. Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 271, p. 267-277.

Suarez, M., y Bell, C.M., 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°-29°S): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 6, p. 109-121.

Tsotsos, J.P., 2006. Getting to know the Chehueque Pluton: an in Depth Study of emplacement using geochronology: Toronto, University of Toronto.

Vicente, J.-C., 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main straits through the magmatic arc: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 60, p. 221-250.

Vicente, J.-C., 2006. Dynamic Paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of regression and general considerations on main features: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 61, p. 408-437.

von Hillerbrandt, A.v., 1973. Neue Ergebnisse über den Jura in Chile und Argentinien: *Münster Forsch. Geol: Paläont.*, v. 31-32, p. 167-199.

Wall, R., Sellés, D., Gana, P., 1999. Mapa geológico Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. Mapa geológico 9. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.

Welkner, D., Arévalo, C. y Godoy, E., 2006. Carta Freirina–El Morado, Región de Atacama. Carta Geológica Básica, 1:100 000 scale. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

Withjack, M. O., Schlische, R. W. y Olsen P. E., 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems, in *Sedimentation in Continental Rifts, Spec. Publ.*, vol. 73, edited by R. Renaut y G. M. Ashley, pp. 57-81, SEPM, Tulsa, Oklahoma.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, D. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt in Kay, S. M., y Ramos, V. A., eds., Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407, p. 125-145.

Zeil, W., 1958. Marine middletrias in der Hochkordillere der Provinz Atacama (Chile): Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung, p. 339-351.

Zerfass, H., Chemale Jr., F., Schultx, C. y Lavina, E.2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. Sedimentary Geology, n. 166, p. 265-292.