



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

EVOLUCIÓN DEPOSITACIONAL Y TECTÓNICA NEÓGENA DEL ALTIPLANO CHILENO ENTRE LOS 19°22'S y 19°42'S.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JAVIER IGNACIO CORTÉS HERNÁNDEZ

PROFESOR GUÍA:
Sr. MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
Sra. DIANA COMTE SELMAN
Sr. REYNALDO CHARRIER GONZÁLES

Santiago, Chile
Abril, 2011

RESUMEN

El norte de Chile constituye el flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos, abarcando partes de la Precordillera, la Cordillera Occidental y del borde oeste del Altiplano. El conjunto de estas unidades le dan morfológicamente el carácter monoclin al de tal flanco, que se puede explicar mediante un alzamiento tectónico de dos sistemas estructurales contraccionales durante el Neógeno.

Uno de ellos corresponde al *East-Vergent Thrust System* (ETS), situado a lo largo del borde occidental del Altiplano y que reúne estructuras de piel delgada que vergen hacia al este. No obstante, la región de Chucal es la única zona donde este sistema ha sido reportado, lo que motiva un estudio al respecto en la región de Cariquima, ubicada a ~90 km al SSE de Chucal, en el borde oeste del Altiplano. Estudios previos en esta zona señalan características similares.

La región de Cariquima se caracteriza por presentar depósitos de tobas, ignimbritas y lavas (formaciones Utayane, Condoriri y Puchuldiza) intercalados por sedimentitas continentales (Fm. Chojña Chaya y Serie de Mauque) durante el Neógeno. La evolución de esta estratigrafía fue contemporánea al desarrollo de estructuras contraccionales que tuvieron su cese en el Plioceno, aun cuando algunas de ellas presentan actualmente sismicidad. La actividad de las estructuras en tal período se evidencia, al menos, en la presencia de estratos de crecimiento en las formaciones Chojña Chaya y Condoriri.

Las estructuras presentes en la región se agrupan en dos dominios y muestran orientaciones NNW-SSE a N-S. El dominio occidental consiste en estructuras que vergen hacia el este (flexuras Guanca, Paica y Queñiza), al contrario del dominio oriental que presenta estructuras con vergencia al oeste (anticlinal de Huaitane). La relación entre ambos dominios se puede explicar mediante dos soluciones: (1) que el dominio oriental sea el retrocorrimiento de una falla que provenga del dominio occidental, o (2) que sea parte de un sistema estructural que se desarrolla desde el centro del Altiplano. El acortamiento generado en la región es de 2.13 km, equivalente a un 3.4%.

Los datos estratigráficos y estructurales mencionados permiten interpretar la siguiente evolución geológica durante el Neógeno: el alzamiento tectónico generó un aumento del relieve que facilitó la erosión de las unidades volcanogénicas que luego se depositaron en el piedemonte, donde se acumularon las unidades sedimentarias.

En la región de Cariquima, el ETS se aprecia en el dominio occidental y es correlacionable con lo reportado en Chucal. No obstante, en aquella zona se presenta un menor número y tamaño de estructuras. Esto implica que el ETS es un sistema estructural que a latitudes mayores se extiende más hacia el este. Una posible explicación a lo anterior reside en que la región de Cariquima se aproxima a la Línea de Gephart, o de mayor acortamiento andino, lo cual se refleja en un mayor desarrollo de estructuras.

El ETS es contemporáneo con el *West-Vergent Thrust System* (WTS), situado a lo largo de la Precordillera. Ambos sistemas nacerían de niveles muy profundos de la corteza que sería la prolongación hacia el norte del *Quebrada Blanca Bright Spot* (QBBS). Allí habría un desacoplamiento de la corteza que facilitaría el desarrollo de tales estructuras hacia la superficie.

Dado que ambos sistemas de vergencia opuesta nacerían del mencionado nivel de despegue, ellos serían responsables de alzar la Cordillera Occidental como un bloque *pop-up* y de darle la morfología monoclin al flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos. Sin embargo, el acortamiento generado por estos sistemas no puede explicar el espesor cortical, lo que hace necesario la adición de un material adicional en la corteza inferior que alce el relieve andino. Esto hace que el WTS y ETS formen parte de la evolución en la corteza superior del ógeno.

A Fritz Thail

Agradecimientos

Comienzo esta sección agradeciendo a mis padres, a mi familia, los quienes me han apoyado y aguantado durante esta larga carrera. Este día al fin llegó.

Al igual van los agradecimientos a Marcelo, Diana y al profesor Reynaldo por sus colaboraciones y discusiones al desarrollo de esta memoria, como para aquellos que aportaron algunas ideas (César, Marcelo García y Carrizo). Un agradecimiento al AMTC por el financiamiento de este estudio.

Otro agradecimiento va para Sergio W. Villagrán, chofer del IRD quien tuvo que acarrearne y escucharme por los extensos paisajes desolados del Altiplano chileno.

Más agradecimientos van para mis amigos de la carrera, que en esta página no todos alcanzan a ser escritos: Manuel Manfredo, Nacho R. Valenzuela, Claudio Cegatone, Jaqui Pulatich, Joaco Bestias, Carolina Valenzuela, Carolina Mirage, Daniela Chaskía, Javier G. Álvarez, Mauricio Wagua, Susana, Sergio Caldera, Felipe Pimpollo Tapia, Diego Larrondo, Irene Alpaca, G. Ismael Murillo, Gonzalo Itro Ramírez, Carquitas, Álvaro Karter, Tutú y Leo, y a muchos más que me acuerdo y que no me acuerdo en este momento.

Un agradecimiento particular a los niños de la Yan Clos, quienes no saben para donde va la situación. Otro más para el club social y deportivo J.C., para que sigan practicando con esfuerzo las enseñanzas de Fritz.

Agradezco a la Rosita, Carlos Gomez, Carlos Alvarado y Quilo, quienes nos hacen favores en el departamento y en terreno. En especial, mil y un agradecimientos a María Rosa, quien me ha salvado de mil y un pajaroneadas.

Y por último, un gran agradecimiento a Matías Atax Peña y a Johny K. Becerra, por acompañarme a redactar las siguientes páginas durante los meses de Enero y Febrero, haciéndonos creer que estábamos en una de nuestras mejores vacaciones.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del Problema.....	1
1.2. Objetivos.....	3
1.2.1. Objetivos Generales	3
1.2.2. Objetivos Específicos.....	3
1.2.3. Hipótesis	3
1.3. Ubicación y Vías de Acceso	5
1.4. Metodología y Actividades.....	7
2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES	10
2.1. Características Regionales.....	10
2.2. Características Locales	13
3. MARCO GEOLÓGICO	16
3.1. Marco Geológico Regional	16
3.1.1. Unidades Estratificadas	20
3.2. Marco Geotectónico.....	28
3.3. Antecedentes Geológicos Locales	30
4. GEOLOGÍA LOCAL	31
4.1. Introducción	31
4.1.1. Unidades Estratificadas	34
4.2. Estructura	51
4.2.1. Dominio Estructural Occidental.....	52
4.2.2. Dominio Estructural Oriental.....	56
5. ANÁLISIS Y MODELO ESTRUCTURAL	58
6. DISCUSIÓN	64
6.1. Evolución Deposicional y Tectónica de la Región de Cariquima.....	64
6.2. Comparación con la Región de Chucal e Implicancias al ETS.....	74

6.3. Implicancias de la Región de Chucal y el ETS al Flanco Occidental de los Andes Centrales Altiplánicos.....	80
7. CONCLUSIONES.....	85
REFERENCIAS.....	87

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Ubicación y vías de acceso	6
Figura 2.1	Modelo de Elevación Digital del norte de Chile	11
Figura 2.2	Modelo de Elevación Digital de la zona de estudio	14
Figura 3.1	Principales estructuras descritas en el norte de Chile	18
Figura 4.1	Disposición de las unidades en la quebrada Gualcallani	37
Figura 4.2	Disposición de las unidades en los Baños de Puchuldiza	37
Figura 4.3	Areniscas verdes de la Fm. Chojña Chaya en la Hoyada Panalla	38
Figura 4.4	Facies piroclástica de la Fm. Condoriri	42
Figura 4.5	Facies detrítica de la Fm. Condoriri en la flexura Paica	43
Figura 4.6	Base de la Serie de Mauque expuesta en el cerro Guacalliri	48
Figura 4.7	Cerro Cariquima	49
Figura 4.8	Columnas estratigráficas de la región de Cariquima	50
Figura 4.9	Dominios estructurales de la región de Cariquima	51
Figura 4.10	Transporte de la serie de Mauque hacia el NE	53
Figura 4.11	Flexura Guanca	54
Figura 4.12	Flexura Paica	54
Figura 4.13	Fallas inversas en la pampa Taipahuano	55
Figura 4.14	Anticlinal de Huaitane	57
Figura 5.1	Perfil integrado A1-A3'	59
Figura 6.1	Esquema de la evolución geológica de la región de Cariquima durante el Mioceno inferior	67
Figura 6.2	Esquema de la evolución geológica de la región de Cariquima durante el Mioceno medio	69
Figura 6.3	Esquema de la evolución geológica de la región de Cariquima durante el Mioceno medio - superior	70
Figura 6.4	Puntos de actividad sísmica en la región de Cariquima	72

Figura 6.5	Esquema de la evolución geológica de la región de Cariquima durante el Plioceno inferior	73
Figura 6.6	Estructuras en el borde occidental del Altiplano entre Chucal y Cariquima	77
Figura 6.7	Zona del ETS en el borde occidental del Altiplano	79
Figura 6.8	Configuración del WTS y ETS en la corteza superior	82

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1	Dataciones radiométricas de las regiones aledañas a la zona de estudio	19
Tabla 4.1	Dataciones radiométricas de la región de Cariquima	33

ANEXOS FUERA DE TEXTO

- Mapa Geológico de la región de Cariquima. Escala 1:50.000.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del Problema

El borde oeste de Sudamérica se caracteriza por ser uno de los más largos márgenes convergentes activos, en el cual la placa oceánica, conocida como Placa de Nazca, subduce debajo de la placa continental Sudamericana (Isacks, 1988). Esta interacción es la causante de la deformación de primer orden, manifestada por el acortamiento cortical que ha producido el alzamiento del relieve andino (e.g., Baby et al., 1997; Lamb et al., 1997).

Sin embargo, desde la reanudación de la subducción en el Jurásico hasta el Presente, estudios señalan diferentes reconfiguraciones de las placas tectónicas acompañadas de variaciones del ángulo y de las tasas de convergencia (e.g.; Pilger, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Yáñez et al., 2002). Estos factores han implicado diferencias en la morfología andina a lo largo del borde de Sudamérica, como es el caso de los Andes Centrales.

Las regiones I y XV de Chile forman parte del flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos, cuya morfología de carácter *monoclinal* (Isacks, 1988) se ha podido explicar por estructuras compresivas que han tenido una actividad durante el Oligoceno superior y el Neógeno (e.g. Muñoz & Charrier, 1996; Riquelme, 1998; García, 2002). Estas estructuras se han agrupado en dos sistemas de cabalgamiento tectónico según su vergencia, que se identifican por tener una fuerte relación con la estratigrafía y han sido responsables, en parte, del alzamiento de la Cordillera Occidental.

El “Sistema de Cabalgamiento con Vergencia Oeste” (Muñoz & Sepúlveda, 1992), o *West-Vergent Thrust System* (WTS; Muñoz & Charrier, 1996), corresponde al conjunto de estructuras con sobreescurreamiento hacia el oeste que se sitúa principalmente en la Precordillera, donde se han descrito “regiones” (que corresponden informalmente a lugares de estudio geológico) que presentan una deformación de “escama gruesa” y de bajo acortamiento (e.g. García, 1996; Muñoz & Charrier, 1996; Pinto, 1999; Victor, 2000; Farías, 2003). En cambio, el “Sistema de Cabalgamiento con Vergencia Este”, o *East-Vergent Thrust System* (ETS; Farías et al., 2005) yace en el borde occidental del Altiplano, donde se presenta la región de Chucal la cual muestra deformaciones de bajo ángulo en la cobertura cenozoica (e.g. Riquelme, 1998; García, 2002; Charrier et al., 2005).

La zona del presente estudio, designada aquí como región de Cariquima, yace en el borde occidental del Altiplano a la latitud de los 19°30’S. Esta región presenta a lo menos un dominio estructural que forma parte del “Sistema de Cabalgamiento con Vergencia Este”. En ella se observa que algunas de las unidades definidas por Lahsen (1970) fueron depositadas sincrónicamente al desarrollo de las estructuras contraccionales.

Esta memoria pretende aportar antecedentes sobre un sistema tectónico el cual ha sido poco comprendido, y que tiene relevancia para el levantamiento cenozoico del flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos Generales

El objetivo principal es proponer un modelo conceptual y cuantitativo, en una primera estimación, de la evolución depositacional y tectónica de la zona de estudio abarcada entre los 19°22'S y 19°42'S, y los 68°30'W y 68°55'W, durante un rango de tiempo que se estima entre el Oligoceno superior y el Neógeno.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Revisar la estratigrafía en la zona de estudio y correlacionar las unidades con las descritas en el norte de Chile.
- Caracterizar las estructuras tectónicas observadas y establecer su relación con los depósitos sintectónicos.
- Establecer un modelo geométrico simple, cinemático y coherente de las estructuras observadas.
- Determinar y relacionar los eventos de deformación de la zona con los modelos de tectónica regional cenozoica propuestos en el norte de Chile.

1.2.3. Hipótesis

La configuración estructural oligo-neógena reconocida en el norte de Chile es un rasgo regional que se separa en los sistemas tectónicos con vergencia oeste (WTS) y este (ETS), situados a lo largo de la Precordillera y del borde occidental del Altiplano, respectivamente. Ambos sistemas alzarían la Cordillera Occidental como un bloque estructural *pop-up* asimétrico, dándole el carácter *monoclinal* al flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos.

La región de Chucal, ubicada en el borde occidental del Altiplano (Riquelme, 1998; García 2002; Charrier et al., 2005), corresponde, tal vez, a la única zona que evidencia el ETS. La zona de este estudio, propuesta como región de Cariquima, se sitúa a 90 km al SSE de la región Chucal y mostraría una geología regional similar a ésta: estructuras con vergencia este que involucrarían simultáneamente la depositación de algunas de las unidades entre el Oligoceno superior y el Neógeno.

1.3. Ubicación y Vías de Acceso

El presente estudio se localiza principalmente en la Comuna de Colchane (I Región de Tarapacá) en el margen de la frontera de Chile con Bolivia. Su ubicación entre los 19°22'S y 19°42'S, y los 68°30'W y 68°55'W, corresponde a un área aproximada de 40 x 40 km². En este lugar se encuentra el poblado de Cariquima además de pequeños caseríos, tales como Huaitane, Villablanca y Quebe, y de otras posadas ya deshabitadas por las comunidades aymarás (Figura 1.1).

El acceso principal es a través la ruta A-55, el cual conecta la Comuna de Colchane con la Carretera 5 Norte en el poblado de Huara. Dentro de la zona existen varios caminos de tierra para el tráfico de vehículos motorizados pequeños, aunque muchos de ellos están cortados por deslizamientos de rocas o han sido borrados por las lluvias del Altiplano.

Para efectos de este tipo de estudio, una buena movilización dentro de la zona es mediante el uso de camionetas, con las cuales es posible acceder por lugares no señalizados. Sin embargo, la gran cobertura de morrenas y vegetación en la zona dificulta estos accesos, dejando como última opción el desplazamiento a pie por quebradas, lomas de pendientes suaves y huellas de camélidos altiplánicos.

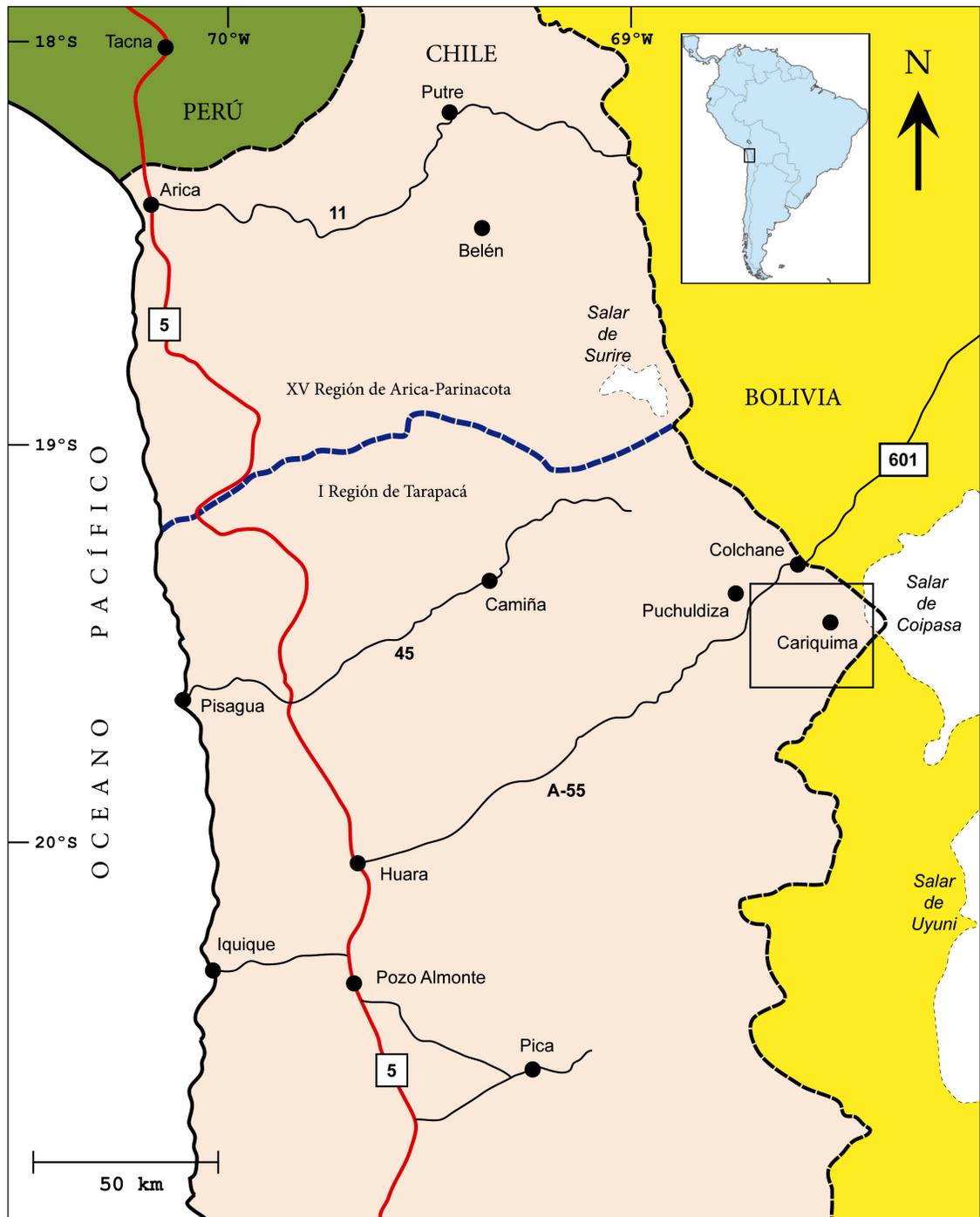


Figura 1.1. Ubicación y vías de acceso. El recuadro negro de la figura representa la zona del presente estudio.

1.4. Metodología y Actividades

La metodología y las actividades realizadas del presente estudio se resumen en los siguientes puntos.

- Revisión Bibliográfica:

La metodología de este punto consistió en realizar recopilaciones, síntesis y discusiones de trabajos que describieran la geología regional y local de la zona, además de aquellos que establecen modelos estructurales y de depositación sintectónica. Esta revisión bibliográfica se realizó antes, durante y posteriormente a las salidas a terreno.

- Trabajo de Terreno

Se efectuaron dos salidas a terreno durante el 2010. Estas se llevaron a cabo entre el 31 de Mayo y el 21 de Junio; y entre el 11 y 25 de Octubre. Como herramientas de apoyo para estas campañas se utilizaron:

1. Imágenes satelitales obtenidas del programa computacional Google Earth, trabajadas a la escala 1:25.000.
2. Imágenes satelitales ASTER L1 trabajadas en las bandas R G B: 7 3 1.
3. Mapas topográficos del Instituto Geográfico Militar, correspondientes a las hojas Mauque, Pisiga-Chile, Sierra de Huaila, Lagunas Chuncaras y Villa Blanca a la escala de 1:50.000.

Dada estas herramientas, las actividades en terreno fueron:

4. El levantamiento de un mapa geológico a la escala 1:25.000 que integró la litología observada más los datos estructurales observados e interpretados.

5. El levantamiento de columnas estratigráficas con la descripción de la litología observada, detallando sus distintas facies asociadas a la deformación.
6. Un muestreo litológico de las unidades observadas.
7. La toma de fotografías representativas para la posterior utilización en la confección de figuras.

- Trabajo de Gabinete

En este punto se realizaron trabajos de gabinetes previos y posteriores a las salidas de terreno, en los cuales se procesaron la información obtenida en las campañas, las imágenes satelitales y fotografías, más la elaboración de la memoria.

Las actividades fueron las siguientes:

1. Procesamiento de las imágenes satelitales ya mencionadas como herramientas de apoyo para las campañas.
2. Procesamiento de imágenes satelitales y fotografías para la confección de figuras.
3. Descripción petrográfica de las muestras recolectadas a escala macroscópica.
4. Correlación de las unidades litológicas encontradas con las descritas en trabajos anteriores.
5. Elaboración de un mapa a la escala 1:50.000 en base al mapa generado en las salidas a terreno, con las unidades litológicas reconocidas, señalando su asignación estratigráfica, y los datos estructurales observados e interpretados.
6. Análisis de los datos estructurales y elaboración de posibles modelos estructurales.

7. Realización de un modelo conceptual y cuantitativo, en una primera estimación, de la evolución geológica de la zona, con el apoyo de una discusión bibliográfica.
8. Redacción de la memoria y confección de figuras, acompañado del mapa y de los perfiles.

2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES

2.1. Características Regionales

El desarrollo diferenciado de los Andes Centrales ha implicado directamente que se constituya de distintas unidades morfoestructurales a lo largo del margen occidental sudamericano. En particular, el norte de Chile es parte del flanco oeste de los Andes Centrales Altiplánicos, conformándose de cinco unidades morfoestructurales las cuales son (de este a oeste): la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera, la Cordillera Occidental y el borde occidental del Altiplano (Figura 2.1).

La Cordillera de la Costa, situada a lo largo del extremo oeste continental, corresponde a un cordón montañoso con una orientación N-S, con 50 km de ancho en promedio. Esta franja desaparece en la Pampa de Chaca y presenta alturas no mayores a los 1500 m s.n.m. en el norte de Chile.

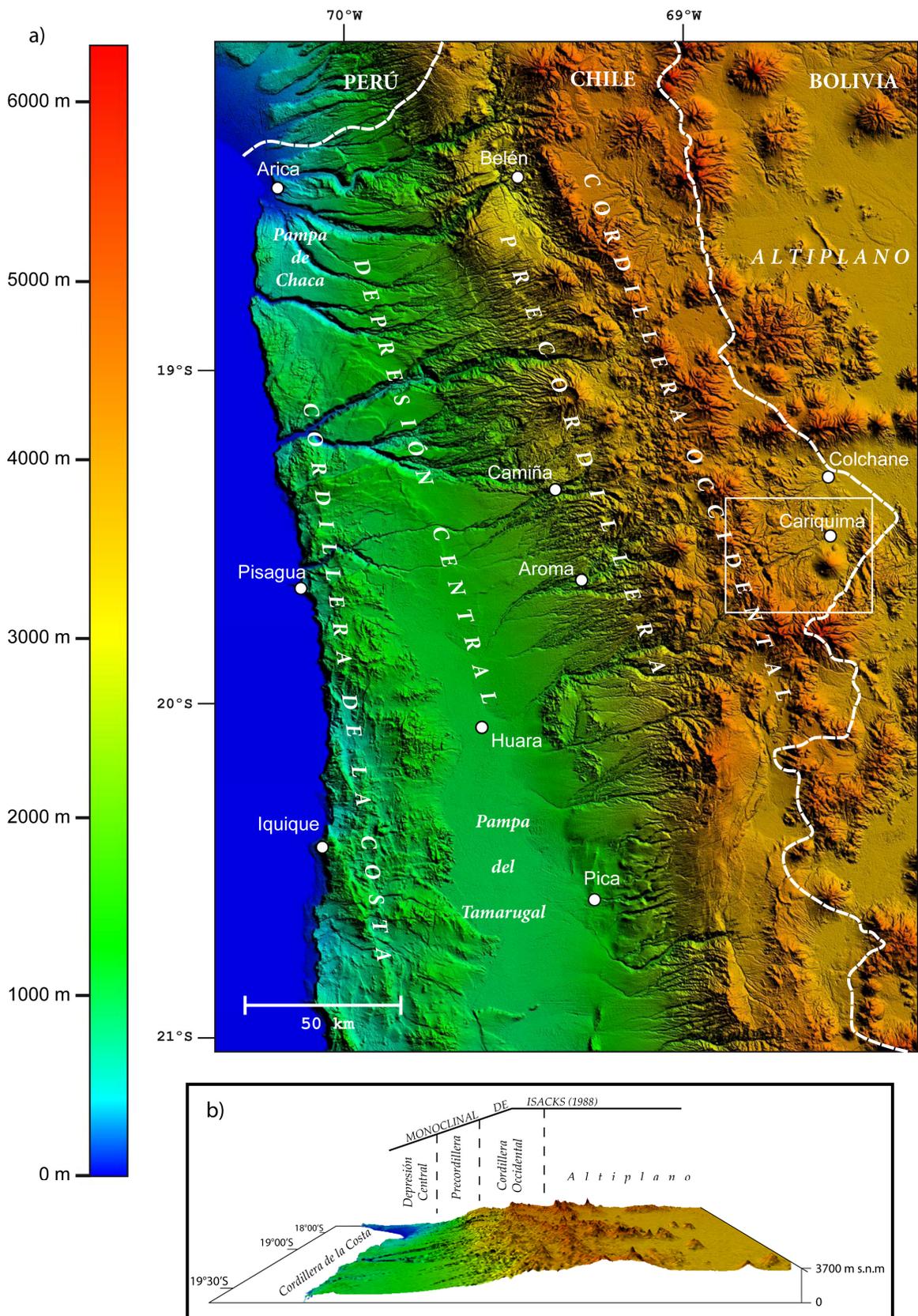


Figura 2.1. Modelo de Elevación Digital del norte de Chile. a) En la figura se muestran las unidades morfoestructurales de la I y XV Región. Los colores representan la elevación que se indica en el gradiente topográfico a la izquierda de la figura. El recuadro blanco es la zona del presente estudio. b) En el recuadro se presenta el Modelo de Elevación Digital en 3-D del norte de Chile indicando las unidades morfoestructurales que lo conforman. La Precordillera junto con el borde occidental del Altiplano, constituyen la morfología monoclin del flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos, siendo el ápice la Cordillera Occidental.

La Depresión Central es una franja deprimida con respecto a las unidades morfoestructurales aledañas, de orientación N-S y con una altura promedio de 1000 m s.n.m, la que se extiende hacia el territorio del Perú. En la Región de Tarapacá es conocida como la Pampa del Tamarugal (Fuenzalida, 1965). Esta unidad morfoestructural se caracteriza por estar cubierta por los depósitos del piedemonte andino, y disectada por grandes quebradas con orientación E-W, las cuales nacen en la Precordillera y Cordillera Occidental.

La Precordillera es una franja de orientación N-S, que se prolonga hacia el Perú, con una disposición levemente inclinada hacia el oeste. Esta unidad presenta una cobertura de depósitos provenientes de la Cordillera Occidental, formando suaves pendientes que bajan hasta la Depresión Central, las cuales están fuertemente disectada por quebradas. La Precordillera es una zona que conecta la Depresión Central con el Altiplano, mediante un casi continuo cambio de altitud.

La Cordillera Occidental se sitúa a lo largo del borde entre la Precordillera y el Altiplano occidental, como una franja NNW-SSE, y es la unidad más alzada del relieve andino. Además, contiene gran parte del actual arco volcánico llegando a registrar alturas por sobre los 6000 m s.n.m. En la Región de Arica – Parinacota, esta unidad también se le ha designado como el Cordón Chapiquiña-Belén (Charrier et al., 2000), que corresponde a un bloque levantado estructuralmente que se prolongaría hacia latitudes mayores y al oeste de la zona de estudio.

El Altiplano corresponde a una planicie o meseta alzada con una altura promedio de 3750 m s.n.m. y un ancho aproximado de 200 km, extendiéndose ampliamente por Bolivia. Ella se encuentra relativamente deprimida entre las unidades aledañas (Cordillera Occidental y Cordillera Oriental), desarrollándose en su interior salares de grandes áreas (e.g. Salar de Uyuni, ~12.000 km²). La Precordillera junto con el extremo oeste del Altiplano, constituyen la morfología monoclinial del flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos, siendo el ápice la Cordillera Occidental (Figura 2.1).

2.2. Características Locales

La zona de estudio se sitúa en el margen occidental del Altiplano a la latitud de los 19°30'S, con una altura promedio de 4200 m s.n.m. Es una región con una morfología relativamente plana, disectada por quebradas poco profundas, que se enclaustra en su alrededor de altos topográficos correspondientes a cordones de cerros que alcanzan los 5700 m s.n.m. (Figura 2.2).

Este entrampamiento de la zona se compone en el borde oeste por la Cordillera Occidental seguido por un relieve de cerros, como el Cordón Alto de Chuncara, que termina abruptamente en una planicie. Hacia el margen oriental, la planicie es cortada por un cordón de cerros con orientación N-S, como la Sierra de Yarina, cuyas cumbres corresponden a pequeñas mesetas deformadas. En el borde sur, la región se termina en los cerros Toroni y de Quimsachata los cuales se disponen como una franja E-W, presentando las mayores alturas de la zona (5874 y 5765 m s.n.m., respectivamente).

La planicie se conforma de varias pampas que se han formado por abrasión glaciar. Las pampas que yacen en la mitad norte de la zona descienden suavemente hacia el este; mientras que las presentes en la mitad sur descienden de manera escalonada (pampa Gualcallani). Sin embargo, en el centro de la región, la planicie está interrumpida por la presencia del cerro Cariquima (5300 m s.n.m), que corresponde a un paleovolcán de posible edad pliocénica (Wörner et al., 2000). No obstante, dentro de la zona no existen irrupciones a causa de volcanismo reciente ("Gap de Pica", Wörner et al., 1994), a excepción de los cerros de Quimsachata (Polanco & Gardeweg, 2000).

Las quebradas y el sistema de drenaje nacen principalmente de los cordones de cerros, que luego tienen su salida hacia los salares altiplánicos de Bolivia. La incisión de este sistema no generó quebradas mayores que 150 m. Aquellas quebradas presentes en la mitad norte de la zona, muestran una orientación W-E; en cambio, las quebradas secundarias de la mitad sur tienen orientaciones N-S que posteriormente se juntan en quebradas principales.

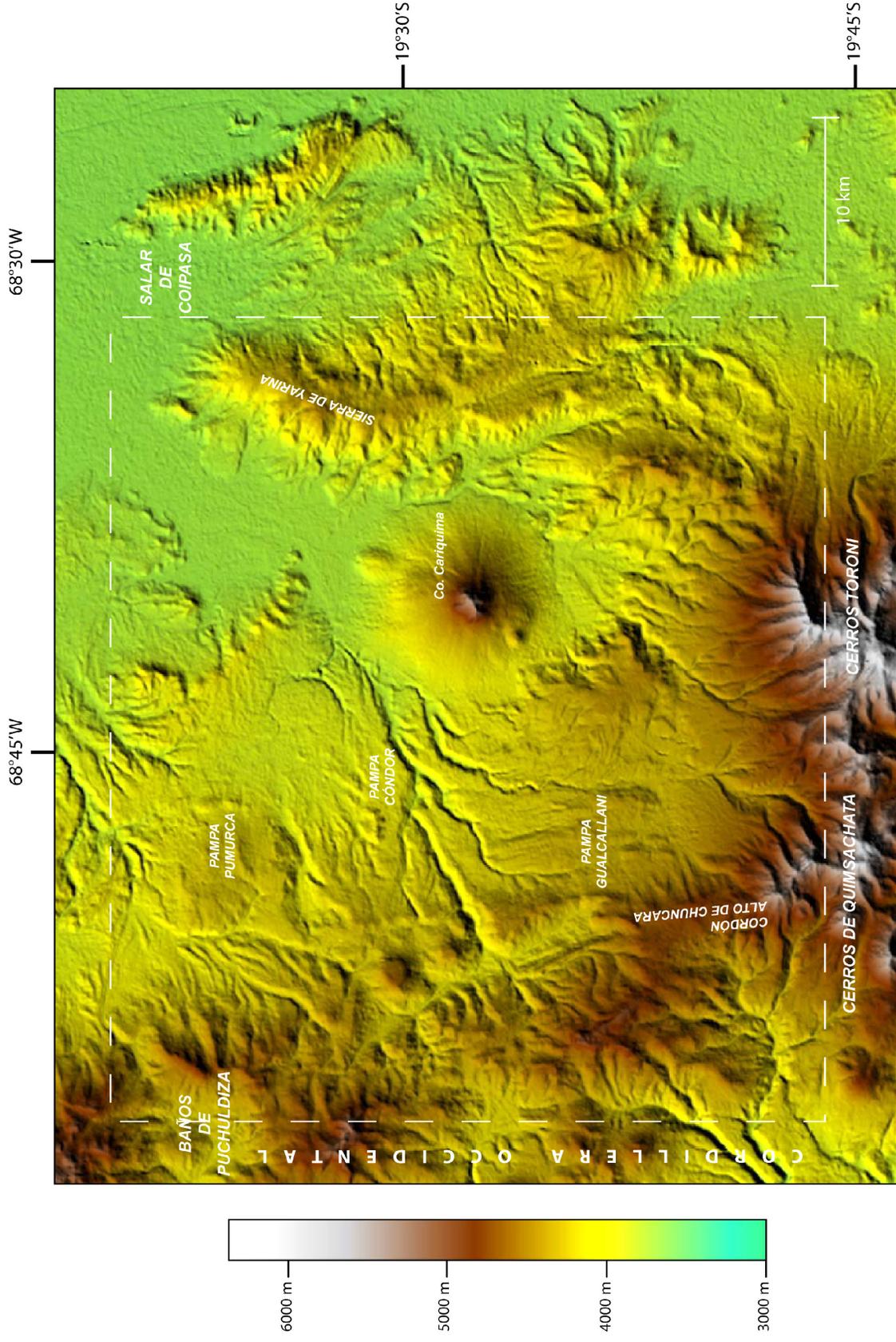


Figura 2.2. Modelo de Elevación Digital de la zona de estudio. En la figura se indican los principales lugares característicos. Los colores representan la elevación que se indica en el gradiente topográfico a la izquierda de la figura. El recuadro blanco punteado es la zona del presente estudio. Se puede apreciar que la planicie de la zona se enclaustra en su alrededor de altos topográficos. Entre la pampa Gualcallani y el cerro Cariquima es posible observar quebradas con orientaciones N-S.

Por ultimo, en la región se observan algunas vegas, lagunas pequeñas y alteraciones hidrotermales que se asocian con fuentes geotérmicas (Montenegro, 2008). En el extremo noroeste de la zona yace la parte oriental de los Baños de Puchuldiza, donde se presencian varios géiseres con constantes emisiones de gases. Las rocas aledañas a este centro geotérmico muestran una fuerte alteración hidrotermal; mientras que en el suroeste de la zona, los cerros muestran un color generalmente amarillento debido a una fuerte alteración argílica.

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1. Marco Geológico Regional

En las regiones de Arica – Parinacota y Tarapacá, la geología se conforma por afloramientos cenozoicos, mesozoicos y, en menor medida, paleozoicos, que se distribuyen a lo largo de las distintas unidades morfoestructurales del norte de Chile (e.g. Salas et al., 1966; Harambour, 1990; García, 1996; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004).

Los afloramientos paleozoicos y/o precámbricos son escasos, y corresponden a rocas metamórficas de protolitos sedimentarios e ígneos, como es el caso del Complejo Metamórfico de Belén en la Precordillera, a la latitud de Arica; y de la Formación Quebrada Aroma cerca de la localidad homónima (e.g. Pacci et al., 1980; Harambour, 1990; Basei et al., 1996; Farías et al., 2005).

Las rocas mesozoicas tienen su mayor exposición en la franja de la Cordillera de la Costa, y son de carácter principalmente plutónico y volcánico. El resto de ellas aflora en quebradas profundas de la Precordillera, como la Formación Cerro Empexa en la

quebrada Camiña y la Formación Livilcar en la quebrada de Azapa. La mayoría de ellas se interpretan como depósitos marinos y continentales del trasarco mesozoico (Muñoz et al., 1988; Harambour, 1990; Pinto et al., 2004).

Las unidades cenozoicas cubren gran parte del norte de Chile y afloran en superficies y quebradas de la Depresión Central, la Precordillera y el Altiplano chileno. Estas unidades corresponden principalmente a rocas ígneas que cubren e intruyen un basamento paleozoico o mesozoico deformado, y que se intercalan con depósitos sedimentarios continentales. La proveniencia de las unidades ígneas ha sido atribuida al arco volcánico migratorio, mientras que las unidades sedimentarias corresponderían a los depósitos asociados al levantamiento del flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos y a la degradación de los centros volcánicos (Naranjo & Paskoff, 1985; Charrier et al., 2005; García & Hérail, 2005; Farías et al., 2005).

A continuación, se presenta una síntesis de las unidades cenozoicas más relevantes, las cuales se han descrito en las regiones de Belén, Camiña, Aroma, Altos de Pica y Chucal (Figura 3.1). Las edades radiométricas obtenidas en tales regiones se presentan en la Tabla 3.1.

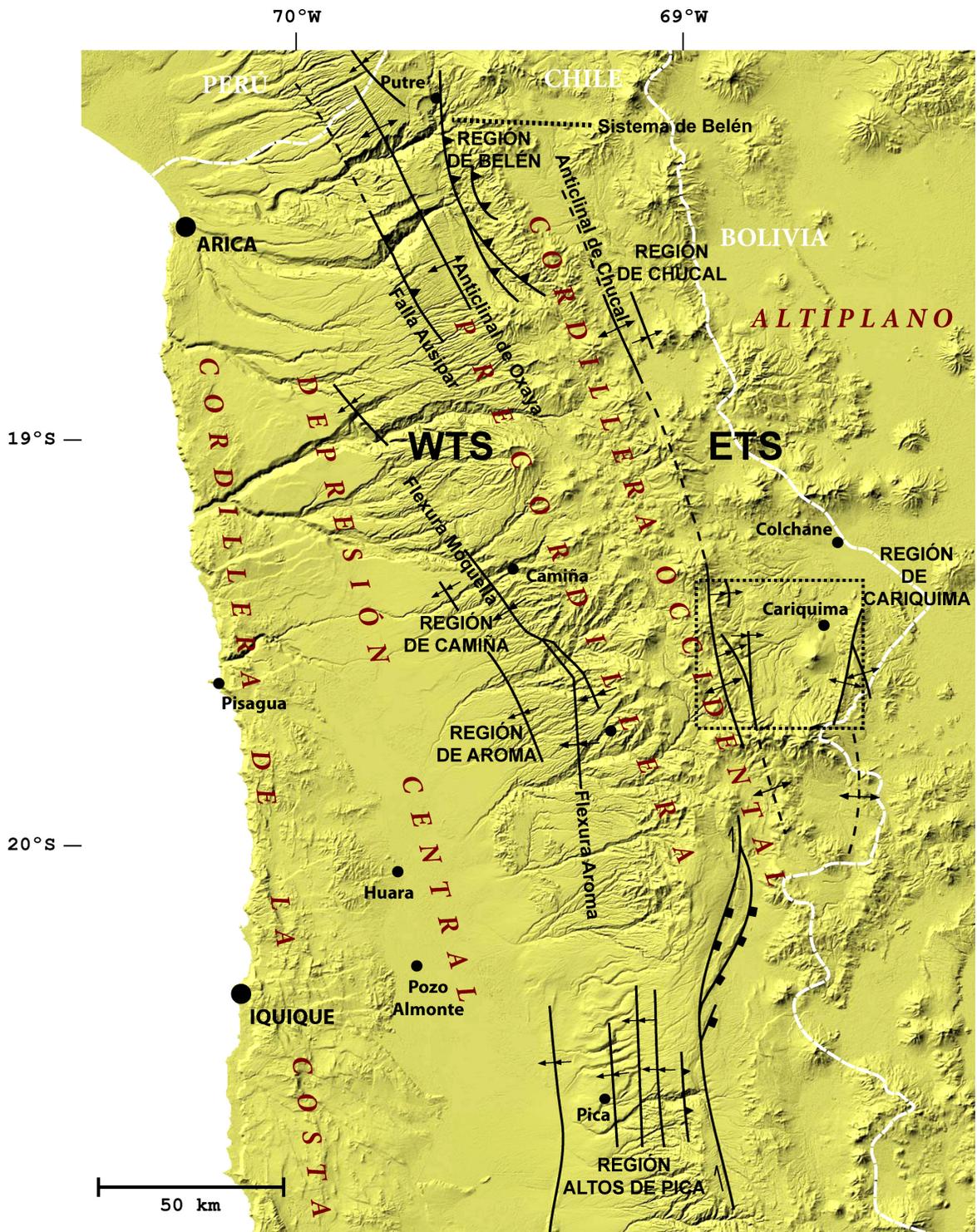


Figura 3.1. Principales estructuras descritas en el norte de Chile. En la figura se muestran algunas de las distintas regiones del norte Chile con sus estructuras correspondientes. La figura se basa en los trabajos de García (1996, 2002), Riquelme (1998), Pinto (1999), Victor (2000), Farías (2003), Pinto et al. (2004), Victor et al. (2004), Charrier et al. (2005) y Farías et al. (2005). El recuadro punteado negro corresponde a la zona de estudio (región de Cariquima) donde se han integrado las estructuras descritas aquí. Las estructuras observadas se indican con línea continua, y las inferidas se señalan con línea punteada. WTS: *West-Vergent Thrust System*; ETS: *East-Vergent Thrust System*.

Tabla 3.1. Dataciones radiométricas de las regiones aledañas a la zona de estudio.

Muestra	Unidad	Región	Ubicación	Material analizado	Método	Edad ± Error (Ma)	Referencia
G-21	Fm. Lupica (miembro intermedio)	Belén	18°29'S/69°30'W	Biotita	K-Ar	23.1 ± 0.7	García, 1996
G-2	Fm. Lupica (miembro superior)	Belén	18°30'S/69°32'W	Biotita	K-Ar	18.6 ± 0.6	García, 1996
R4111	Fm. Lupica (miembro intermedio)	Chucal	18°44'S/69°13'W	Biotita	K-Ar	24.7 ± 0.8	Riquelme, 1998
R3171	Fm. Lupica (miembro intermedio)	Chucal	18°46'S/69°10'W	Roca Total	K-Ar	21.7 ± 0.8	Riquelme, 1998
G-25	Fm. Zapahuira	Belén	18°48'S/69°54'W	Roca Total	K-Ar	15.7 ± 0.6	García, 2002
G-44	Fm. Zapahuira	Belén	18°39'S/69°57'W	Roca Total	K-Ar	12.7 ± 0.2	García, 1996
TIG-94-106	Fm. Huaylas	Belén	18°59'S/69°48'W	Biotita	Ar-Ar	10.6 ± 0.1	Wörner et al., 2000
	Fm. Quebrada Macusa (base)	Chucal	Artificial de Chucal	Biotita	Ar-Ar	17.5 ± 0.4	García, 2002
	Fm. Quebrada Macusa (Ignimbrita Chucal)	Chucal	Artificial de Chucal	Roca Total	K-Ar	11.2 ± 0.5	Charrier et al., 2005
R4132	Fm. Quebrada Macusa (techo, toba cinéfica)	Chucal	18°49'S/69°09'W	Anfibola	K-Ar	9.6 ± 0.7	Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005
R4112	Estratovolcán Ancarite	Chucal	18°46'S/69°13'W	Roca Total	K-Ar	10.4 ± 0.7	Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005
2965L-AB	Ignimbrita Lauca	Chucal	Cuenca Lauca	Feldespató	K-Ar	2.3 ± 0.2	Kött et al., 1995
NMG-4625.1	Ignimbrita Lauca	Chucal	18°35'S/69°09'W	Biotita	K-Ar	2.3 ± 0.7	Muñoz & Charrier, 1996
PAR 118	Nevalos de Pachayata	Chucal	18°22'S/69°15'W	Roca Total	K-Ar	0.26 ± 0.02	Wörner et al., 1988
A98.6	Fm. Altos de Pica (Miembro 2)	Altos de Pica	20°29'S/69°21'W	Biotita-Horblenda	Rb-Sr	24.3 ± 0.3	Victor, 2000; Victor et al., 2004
A98.5	Fm. Altos de Pica (Miembro 2)	Altos de Pica	20°29'S/69°21'W	Biotita-Horblenda	Rb-Sr	20.9 ± 0.2	Victor, 2000; Victor et al., 2004
A98.16	Fm. Altos de Pica (Miembro 4)	Altos de Pica	20°24'S/69°07'W	Biotita-Horblenda	Rb-Sr	17.7 ± 0.2	Victor, 2000; Victor et al., 2004
A98.15	Fm. Altos de Pica (Miembro 4)	Altos de Pica	20°13'S/68°59'W	Biotita-Horblenda	Rb-Sr	16.3 ± 0.2	Victor, 2000; Victor et al., 2004
	Fm. Altos de Pica	Aroma	19°32'S/69°20'W	Biotita	Ar-Ar	26.0 ± 0.4	Farías et al., 2005
MIÑI-8.11	Fm. Latagualla (Ignimbrita Moquella)	Camíña	19°22'S/69°32'W	Biotita	K-Ar	19.3 ± 0.8	Pinto, 1999
NMG-500	Fm. Latagualla (Ignimbrita Nama)	Camíña	19°13'S/69°37'W	Roca Total	K-Ar	16.2 ± 0.7	Muñoz & Sepúlveda, 1992
CM-6	Fm. Latagualla (Ignimbrita Suca)	Camíña	19°22'S/69°32'W	Biotita	K-Ar	21.6 ± 0.6	Naranjo & Paskoff, 1985
CH-01	Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane	Camíña	Lava Co. Chuicollo	Roca Total	K-Ar	10.2 ± 0.8	Seguel, 1991
CO-01	Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane	Camíña	Lava Co. Colbrado	Roca Total	K-Ar	11.3 ± 0.5	Seguel, 1991
CM-2	Lava de Tana	Camíña	19°20'S/69°33'W	Roca Total	K-Ar	9.0 ± 1.0	Naranjo & Paskoff, 1985
NMG-502	Lava de Tana	Camíña	Pampa de Tana	Roca Total	K-Ar	8.2 ± 0.5	Muñoz & Sepúlveda, 1992
MF-20717-1	Lavas de Sotoca	Aroma	19°38'S/69°13'W	Roca Total	K-Ar	11.7 ± 0.4	Farías, 2003; Farías et al., 2005

3.1.1. Unidades Estratificadas

- **Formación Lupica** (Oligoceno superior – Mioceno inferior)

La Fm. Lupica (Montecinos, 1963) es una serie principalmente volcánica con una gran extensión en la Cordillera Occidental dentro de la XV Región, la cual se presenta deformada y con grandes variaciones laterales. Su sector occidental se conforma de 2000-2500 m de secuencias volcánicas y volcanosedimentarias; mientras que su sector oriental, corresponde a 1500-2000 m de secuencias esencialmente volcánicas (García, 2002).

Esta formación sobreyace en discordancia angular y de erosión a substratos precenozoicos, como el Complejo Metamórfico de Belén (CMB; Montecinos, 1963) en la región de Belén (García, 1996); y, debido a su extensión y plegamiento, subyace en discordancia a distintas unidades del Neógeno (Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005).

García (1996) redefinió la Fm. Lupica separándola en tres miembros: el miembro inferior se constituye de 400 a 600 m de coladas masivas de andesitas y dacitas con algunas intercalaciones de sedimentos fluvio-aluviales e ignimbritas; el miembro intermedio se conforma de un paquete de 800 a 1400 m de tobas soldadas riolíticas; y el miembro superior se compone de 400 a 600 m de areniscas y conglomerados asociados a depósitos fluviales o aluviales distales, intercalada de ignimbritas y lavas (García, 1996, 2002; Charrier et al, 2005).

Dataciones radiométricas realizadas en las regiones de Belén y Chucal, permiten asignar a la Fm. Lupica entre el Oligoceno superior y Mioceno inferior. García (1996, 2002) correlaciona el miembro intermedio de esta unidad con la Fm. Oxaya (Montecinos, 1963; García, 1996) en la Depresión Central.

- **Formación Zapahuira** (Mioceno medio)

La Fm. Zapahuira (García, 1996) corresponde a una secuencia de hasta 600 m de lavas de composición intermedia, que aflora deformadamente en el borde este de la Precordillera en la XV Región. Esta unidad yace en discordancia de erosión sobre la Fm. Oxaya y en discordancia angular sobre la Fm. Lupica; y está montada por los depósitos de la Fm. Huaylas (García, 2002).

García (1996, 2002) obtiene por K-Ar edades entre ~16 y 12 Ma para la Fm. Zapahuira. Esta unidad se correlaciona con las Lavas de Sotoca (Farías, 2003), y según Riquelme (1998), es contemporánea a lavas y edificios volcánicos de la región de Chucal.

- **Formación Huaylas** (Mioceno superior)

La Fm. Huaylas, definida por Salas et al. (1966), y redefinida por Viteri (1979) y García (1996), corresponde a una unidad sedimentaria clástica gruesa cuyos depósitos son sintectónicos y ligeramente plegados. Se expone entre la Cordillera Occidental y el oriental de la Precordillera, a la latitud de Arica con espesores de hasta 400 m (García, 2002).

Esta formación yace en discordancia sobre las formaciones Oxaya, Lupica y Zapahuira, y está cubierta en discordancia de erosión por una ignimbrita característica que se extiende ampliamente hacia el este (Ignimbrita Pérez en Bolivia de Evernden et al., 1977; Ignimbrita Lauca de Kött et al., 1995; Muñoz & Charrier, 1996; Ignimbrita Lauca-Pérez de Wörner et al., 2000).

Los sedimentos de esta unidad son una secuencia subhorizontal de gravas clastosoportadas y areniscas, de color marrón, con algunas intercalaciones de tobas riolíticas. Los clastos presentes provienen de unidades anteriores, como la Fm. Lupica

y el CMB. Las características sedimentológicas permiten asociar estos depósitos a un ambiente fluvial proximal e intermediario (García, 2002).

García (2002), en base a edades obtenidas por Ar-Ar (Wörner et al., 2000), más su posición estratigráfica y la presencia de restos fósiles de vertebrados, restringe a la Fm. Huaylas entre los ~11 y 7 Ma.

- **Formación Chucal** (Mioceno inferior)

La Fm. Chucal (Muñoz, 1991) se caracteriza por ser una unidad sedimentaria, deformada y sintectónica, cuyos depósitos afloran sólo en la región homónima, formando parte del anticlinal de Chucal (Riquelme, 1998). Se compone de miembros informales que se dividen en dos grupos los cuales corresponden a cada secuencia desarrollada en cada flanco del anticlinal, cuyos espesores son de 600 y 365 m (Charrier et al., 2005).

Esta unidad se dispone en discordancia de erosión y levemente angular sobre la Fm. Lupica, y subyace de la misma forma a los depósitos ignimbríticos de la Fm. Quebrada Macusa (Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005).

La litología de la Fm. Chucal se compone de capas sedimentarias intercaladas tales como calizas, calcilutitas, areniscas calcáreas, areniscas continentales verdes y blancas, y conglomerados, más la presencia de restos fósiles, que corresponderían a depósitos aluviales distales o fluviales y lacustres someros; además, presenta algunas leves intercalaciones tobáceas (Charrier et al., 2005).

Las edades radiométricas de las formaciones Lupica y Quebrada Macusa, restringen a la Fm. Chucal dentro del Mioceno inferior. Riquelme (1998) correlaciona esta unidad con la Fm. Joracane (García, 1996) en la región de Belén, debido a su similar litología y posición estratigráfica.

- **Formación Quebrada Macusa** (Mioceno inferior – Mioceno medio)

La Fm. Quebrada Macusa (Riquelme, 1998) corresponde a una secuencia ignimbrítica de 200 m, suavemente deformada y con estratos sintectónicos, que se expone en la región de Chucal (Charrier et al., 2005).

Esta unidad forma parte del anticlinal de Chucal, y allí se dispone sobre la formación homónima (Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005); mientras que hacia el sur, sobreyace en discordancia angular a la Fm. Lupica. La Fm. Quebrada Macusa es cubierta por depósitos sedimentarios y lavas o edificios volcánicos del Mioceno superior (Riquelme, 1998).

La Fm. Quebrada Macusa se conforma por depósitos ignimbríticos masivos intercalados, en menor medida, de conglomerados finos a medios, areniscas tobáceas y tobas líticas (Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005).

La edad aproximada de 17 Ma obtenida por García (2002) para la base de la Fm. Quebrada Macusa, se contrasta con la de ~11 Ma obtenida por Charrier et al. (2005) en el techo de la misma unidad.

- **Formación Lauca** (Mioceno superior – Plioceno)

La Fm. Lauca (Muñoz, 1988) es una unidad sedimentaria depositada en el borde occidental del Altiplano, rellenando una cuenca desarrollada entre los Nevados de Putre y el Salar de Surire, que se extiende hacia el este cubriendo lavas e ignimbritas del Mioceno (Kött et al., 1995; Charrier et al., 2005).

Estos depósitos eran considerados por Salas (1966) como parte de la Fm. Huaylas que luego Muñoz (1988) informalmente los separó y los estableció en la nueva unidad estratigráfica Fm. Lauca. Este estudio considera a la Fm. Huaylas como aquellos depósitos sintectónicos acumulados en la Precordillera.

En la región de Chucal, esta unidad sobryace en discordancia angular a la Fm. Quebrada Macusa en el flanco oriental del anticlinal (Charrier et al., 2005), y a la Fm. Lupica al oeste del Salar de Surire (Riquelme, 1998). La Fm. Lauca subyace en discordancia a los depósitos cuaternarios, incluyendo los salares y la actividad volcánica reciente (Muñoz & Charrier, 1996; Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005).

Esta formación comienza su estratigrafía con un conglomerado con clastos de ignimbritas, andesitas y andesitas basálticas (Charrier et al., 2005). Sobre esta secuencia, yacen 300 m de sedimentos (Muñoz & Charrier, 1996) de los cuales 120 m corresponden a depósitos lacustres con contenido de ostrácodos y diatomeas. Estos depósitos han sido interpretados como el desarrollo del paleolago Lauca (Kött et al., 1995). Esta formación presenta una toba intercalada característica que corresponde a la Ignimbrita Lauca (Charrier et al., 2005).

La Fm. Lauca se acota temporalmente por la edad aproximada de 11 Ma, correspondiente a la parte superior de la Fm. Quebrada Macusa, y por las edad obtenida por Wörner et al. (1988), de ~0.3 Ma para rocas volcánicas que la cubren. La correlación con la Fm. Huaylas, situada al oeste de la Cordillera Occidental, es directa (Charrier et al., 2005).

- **Formación Altos de Pica** (Oligoceno superior – Mioceno superior)

La Fm. Altos de Pica, originalmente definida por Galli (1957), y Galli y Dingman (1962) en la región homónima, corresponde a una unidad esencialmente sintectónica, conformada de alternancias entre ignimbritas y conglomerados volcanoclásticos. Esta unidad tiene una gran extensión en la I Región, cubriendo la Depresión Central y parte de la Precordillera. La Fm. Altos de Pica aumenta su cantidad de facies y su espesor a latitudes más bajas, alcanzando hasta los 1500 m.

En la región Altos de Pica, la definición original separa a esta unidad en cinco subdivisiones, los cuales corresponden a 3 miembros sedimentarios y 2 ignimbritas.

No obstante, en la región de Aroma, Farías (2003) redefine esta unidad dejando los primeros cuatro miembros, y asignan el quinto a la Fm. El Diablo (Tobar et al., 1968); mientras que en la región de Camiña, Pinto et al. (2004) llaman a la Fm. Altos de Pica como Fm. Latagualla.

La Fm. Altos de Pica, debido a su extensión en el norte de Chile, sobreyace en discordancia angular y de erosión a substratos o basamentos mesozoicos o paleozoicos; y su techo corresponde a la actual superficie, o está cubierto por depósitos y lavas desde el Mioceno superior (Galli y Dingman, 1962; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005).

Según Galli y Dingman (1962), en la Región Altos de Pica, estas cinco subdivisiones corresponden, de base a techo, a: Miembro 1: 322 m de conglomerados, areniscas y tufitas; Miembro 2: 17 m de ignimbritas soldadas; Miembro 3: 173 m de areniscas amarillentas y conglomerados; Miembro 4: 23 m de ignimbritas riolíticas soldadas de color rosáceo; Miembro 5: arenas y gravas de color oscuro.

El Miembro 1 presenta en la base clastos provenientes de la erosión de los substratos (Victor et al., 2004; Farías et al., 2005), lo que según Naranjo & Paskoff (1985), esto marcaría el comienzo del levantamiento del flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos. Por otro lado, los clastos de la correlación con el Miembro 5 en la región de Camiña, corresponden principalmente a lavas andesíticas del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane (Seguel, 1991) del Mioceno medio (Pinto, 1999; Pinto et al., 2004). Esto es similar con la Fm. El Diablo, que corresponde a la correlación con este mismo miembro en la región de Aroma (Farías et al., 2005).

Distintas edades se han obtenido en la I Región, las cuales asignan a esta formación entre el Mioceno inferior y Mioceno superior (ver Tabla 3.1.). Hacia el norte, Victor (2000) correlaciona el Miembro 1 con la Fm. Azapa (Salas et al., 1966); Naranjo & Paskoff (1985) correlacionan los miembros 2, 3 y 4 con la Fm. Oxaya; y Pérez (1972) correlaciona el Miembro 5 con la Fm. El Diablo.

- **Lavas de Sotoca** (Mioceno medio)

Las Lavas de Sotoca (Farías, 2003) corresponden a coladas andesíticas-basálticas que descienden del paleovolcán cerros de Sotoca, con un espesor máximo de 900 m. Las coladas se distribuyen en las altas zonas de la Precordillera y en el borde oeste de la Cordillera Occidental, sobreyaciendo discordantemente a la Fm. Altos de Pica y engranando hacia el oeste con la parte superior de la Fm. El Diablo.

Farías (2003) obtiene una edad aproximada de 12 Ma por K-Ar en la base de la unidad, y la correlaciona con las lavas de la Fm. Zapahuira en la región de Belén.

- **Formación El Diablo** (Mioceno medio – Mioceno superior)

La Fm. El Diablo, definida por Tobar et al. (1968), es una unidad sedimentaria sintectónica, de color negro-parduzco, que corresponde a la cobertura del piedemonte andino de la Depresión Central en la XV Región (Naranjo & Paskoff, 1985; Pinto, 1999; Victor, 2000; Pinto et al., 2004), con un espesor máximo de 400 m.

En la XV Región, la Fm. El Diablo sobreyace a la Fm. Oxaya en paraconcordancia, y en discordancia angular. Según la definición de Farías (2003) para la Fm. El Diablo en la región de Aroma, esta unidad se dispone de la misma manera sobre la Fm. Altos de Pica. El techo de esta unidad corresponde a la superficie plana, cortada por redes de drenajes y disectada por las quebradas principales (Pinto, 1999; García, 2002; Farías, 2003). Hacia el oeste se dispone en onlap sobre la Cordillera de la Costa (Farías et al., 2005).

Su litología se constituye de una alternancia de conglomerados, conglomerados brechosos, areniscas, areniscas conglomerádicas y fangolitas depositadas en un ambiente de abanicos aluviales (Farías, 2003). El color negruzco de la parte superior se debe a la presencia de clastos andesíticos, los cuales provienen de la Fm.

Zapahuira y de la misma fuente de las Lavas de Sotoca (Parraguez, 1998; Farías et al., 2005).

Farías (2003) obtiene una edad ~11 Ma para las Lavas de Sotoca que engranan con la Fm. El Diablo. En la región de Camiña, la correlación de esta unidad está cubierta por la Lava de Tana (Pinto et al., 2004) de 8-9 Ma. La Fm. El Diablo se correlaciona con el Miembro 5 de la Fm. Altos de Pica, y con la parte superior de la Fm. Latagualla.

3.2. Marco Geotectónico

Los Andes Centrales se caracterizan por constituir un relieve alzado con una amplia extensión longitudinal a lo largo del margen continental sudamericano, alcanzando su mayor extensión transversal desde la costa del norte de Chile hasta el Distrito de Santa Cruz en Bolivia. Este alzamiento ha sido producto de la convergencia no-colisional (Isacks, 1988; Gregory-Wodzicki, 2000) entre las placas tectónicas desde el reinicio de la subducción en el Jurásico. En especial, el norte de Chile forma parte de los Andes Centrales Altiplánicos la cual registra el mayor alzamiento del orógeno andino.

Para el Eoceno, la tasa de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana habría alcanzado velocidades relativas muy altas (Pilger, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987), afectando principalmente a la Cordillera Occidental. Este régimen contraccional se ha denominado *Fase Incaica Principal* (eg. Charrier & Vicente, 1972; Jordan et al., 1983; Gregory-Wodzicki, 2000), que coincide con una disminución considerable de la oblicuidad de convergencia a los ~45 Ma (Pilger, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987).

Aproximadamente a los 26 Ma, la Placa Farallón se separó en las placas Cocos y Nazca. Esta última adoptó un movimiento relativo casi ortogonal al margen sudamericano (N80°E, Yáñez et al., 2002), y su tasa de convergencia fue incrementada hasta los ~12 Ma (Pilger, 1984; Pardo-Casas & Molnar, 1987). Estas nuevas modificaciones en las placas tectónicas causaron importantes cambios en los regímenes tectónicos locales del norte de Chile en el Oligoceno y Neógeno.

Estos regímenes tectónicos durante el Neógeno, se caracterizan por la presencia de estructuras compresivas, las cuales han contribuido al levantamiento del flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos (eg. Muñoz & Sepúlveda, 1992; García, 1996; Muñoz & Charrier, 1996; Riquelme, 1998; Pinto, 1999; Farías, 2003; Pinto et al., 2004; Charrier et al., 2005; García & Herail, 2005; Farías et al., 2005). Estas estructuras se agrupan en dos sistemas según su vergencia: este u oeste.

Las estructuras compresivas con vergencia oeste se desarrollan a lo largo de la Depresión Central y principalmente en la Precordillera; en cambio, las estructuras contraccionales con vergencia este se desarrolla a lo largo del borde occidental del Altiplano. Ambos sistemas serían responsables de alzar la Cordillera Occidental y de caracterizar la geometría *monoclinal* (Isacks, 1988) del flanco oeste de los Andes Centrales Altiplánicos (Figura 3.1).

El “Sistema de Cabalgamiento con Vergencia Oeste” (SCVO, Muñoz & Sepúlveda, 1992), o *West-Vergent Thrust System* (WTS; Muñoz & Charrier, 1996), reúne a las estructuras compresivas con vergencia oeste, las cuales se caracterizan por ser del estilo “escama gruesa”. Dentro de este sistema, se encuentran las regiones de Belén, Camiña, Aroma y Altos de Pica, donde yacen unidades sintectónicas relacionadas a la formación de estas estructuras (e.g. García, 1996; Pinto et al, 1999; Farías, 2003). Ejemplos de estas unidades son las formaciones Huaylas, Altos de Pica y el Diablo.

El “Sistema de Cabalgamiento con Vergencia Este”, o *East-Vergent Thrust System* (ETS; Farías et al., 2005) agrupa al resto de las estructuras contraccionales, las cuales son de vergencia este, que deforman con bajo ángulo a la cobertura cenozoica. La única zona en la que se observa este sistema es la región de Chucal, donde los depósitos de las formaciones Chucal y Quebrada Macusa indican sintectonismo en relación al levantamiento del anticlinal de Chucal (e.g. Riquelme, 1998; Charrier et al., 2005).

3.3. Antecedentes Geológicos Locales

Los trabajos que han descrito la geología de la región de Cariquima son escasos, y corresponden principalmente a estudios locales en el sector de los Baños de Puchuldiza. Allí, estos trabajos se enfocan a análisis geoquímicos, petrológicos y estratigráficos, entre otros, en relación al centro geotérmico. Sin embargo, tales estudios obvian los rasgos geológicos regionales a una escala mayor. No obstante, las unidades definidas en esta zona tienen una estratigrafía detallada con edades que se apoyan en dataciones radiométricas.

Lahsen (1970, 1973) definió la mayoría de las unidades en la localidad de Puchuldiza, las cuales recibieron posteriores aportes de los trabajos de Lahsen (1978), JICA (1979), Argandoña (1984), Montenegro (2008) y Ortiz et al. (2008).

En cuanto a las estructuras, estos mismos autores señalan pliegues, fallas inversas y extensionales, con orientaciones NNW a NS, fundamentándose en la observación de terreno y de los pozos perforados por la CORFO. Sin embargo, no existe un consenso sobre el modelo estructural de la zona.

Lahsen & Munizaga (1979) y Ortiz et al. (2008) obtuvieron edades por K-Ar de las unidades que yacen en los Baños de Puchuldiza; así como Polanco & Gardeweg (2000) obtuvieron de las coladas de los cerros de Quimsachata.

4. GEOLOGÍA LOCAL

4.1. Introducción

La zona de estudio del presente trabajo se denomina aquí como región de Cariquima. Esta región se caracteriza por presentar una cobertura deformada de unidades volcánicas con intercalaciones de sedimentitas continentales, las cuales se han depositado desde el Oligoceno superior hasta el Presente. No obstante, existen rocas más antiguas, de edad desconocida, que no han sido consideradas con mayor detalle dentro de este estudio debido al poco aporte que ellas contribuyen para los objetivos. Dentro de la zona no se observa un basamento pre-cenozoico como en otras regiones geológicas del norte de Chile (e.g. CMB en García, 1996; Fm. Cerro Empexa en Pinto, 1999)

En la región, la presencia de un sistema tectónico compresivo ocupa un rol fundamental, el que involucra fuertemente todas las unidades a excepción del volcanismo pliocénico y reciente. Este sistema es contemporáneo a la depositación de la mayoría de las unidades, por lo que algunas de ellas muestran estratos de crecimientos. La deformación generada en la zona se divide en dos dominios

estructurales, separados por el cerro Cariquima, en los cuales se observan estructuras con orientaciones NNW-SSE y N-S. Los pliegues desarrollados por el sistema compresivo más la erosión provocada por glaciares y ríos permiten apreciar en ambos dominios toda la estratigrafía oligo-neógena de la región de Cariquima (ver mapa fuera de texto).

Si bien el clima árido del Altiplano junto con la incisión fluvial reciente facilitan la distinción entre las unidades en la región, otros factores la contrarrestan: la alteración hidrotermal presente en las rocas, y la cobertura de vegetación altiplánica y de depósitos morrénicos cuaternarios impiden en muchos casos una buena observación litológica. En particular, la alteración provocada por las fuentes termales ha obliterado las unidades más antiguas de la región, imposibilitando hacer una recolección de muestras para dataciones radiométricas o análisis geoquímicos primarios.

A continuación, se presentan las unidades litológicas y luego las estructuras observadas en la región de Cariquima. Cabe destacar que este capítulo no pretende dar un detalle sobre la estratigrafía ni redefinir las unidades descritas, sino que señalar los tipos de contactos y las distintas facies encontradas, ya que éstas están totalmente ligadas a las estructuras que conforman el sistema contraccional presente en la zona.

Las edades radiométricas consideradas aquí, están basadas en Lahsen & Munizaga (1979), Polanco & Gardeweg (2000) y Ortiz et al., (2008) (ver Tabla 4.1).

Tabla 4.1. Dataciones radiométricas de la región de Cariquima.

Muestra	Unidad	Ubicación	Material analizado	Método	Edad ± Error (Ma)	Referencia
GPM-116	Fm. Churicollo (correlación al miembro inferior)	19°24.4'S/68°57.4'W	Roca Total	K-Ar	27.0 ± 0.8	Ortiz et al., 2008
GPM-86	Fm. Utayane	19°25.1'S/68°56.7'W	Biotita	K-Ar	23.6 ± 0.9	Ortiz et al., 2008
GPM-119	Fm. Condoriri	19°23.9'S/68°51.1'W	Biotita	K-Ar	16.2 ± 0.5	Ortiz et al., 2008
GPM-60	Fm. Condoriri	19°23.0'S/68°55.4'W	Biotita	K-Ar	14.3 ± 0.5	Ortiz et al., 2008
GPM-83	Fm. Puchuldiza	19°23.4'S/68°59.5'W	Biotita	K-Ar	15.7 ± 0.6	Ortiz et al., 2008
GPM-84	Fm. Puchuldiza	19°23.6'S/69°00.1'W	Biotita	K-Ar	14.2 ± 0.5	Ortiz et al., 2008
P-3	Fm. Puchuldiza	19°24.1'S/68°59.4'W	Roca Total	K-Ar	12.4 ± 0.3	Lahsen & Munizaga, 1979
GPM-106	Fm. Puchuldiza	19°21.8'S/68°54.5'W	Roca Total	K-Ar	10.6 ± 1.0	Ortiz et al., 2008
P-5	Fm. Puchuldiza	19°23.0'S/68°55.4'W	Roca Total	K-Ar	12.1 ± 0.2	Lahsen & Munizaga, 1979
PAL-59	Fm. Puchuldiza (Cerros de Quimsachata)	19°42.3'S/69°02.9'W	Roca Total	K-Ar	12.2 ± 0.4	Polanco & Gardeweg, 2000
GPM-102	Serie de Mauque (Clasto andesítico)	19°20.4'S/68°53.0'W	Roca Total	K-Ar	11.6 ± 0.9	Ortiz et al., 2008
GPM-85	Post-Mioceno (Volcán Gualiiane)	19°23.5'S/69°00.0'W	Biotita	K-Ar	4.8 ± 0.3	Ortiz et al., 2008
P-2	Post-Mioceno (Volcán Gualiiane)	19°24.2'S/68°58.7'W	Desconocido	K-Ar	4.6 ± 1.0	Lahsen & Munizaga, 1979
P-1	Post-Mioceno (Volcán Gualiiane)	19°24.5'S/68°59.6'W	Roca Total	K-Ar	3.5 ± 0.2	Lahsen & Munizaga, 1979
GPM-109	Post-Mioceno (Volcán Latarani)	19°22.8'S/68°55.7'W	Biotita	K-Ar	2.0 ± 0.4	Ortiz et al., 2008
GPM-112	Post-Mioceno (Volcán Latarani)	19°20.0'S/68°58.2'W	Biotita	K-Ar	0.9 ± 0.3	Ortiz et al., 2008
PAL-61A	Post-Mioceno (Cerros de Quimsachata)	19°40.7'S/68°49.7'W	Roca Total	K-Ar	1.1 ± 0.4	Polanco & Gardeweg, 2000

4.1.1. Unidades Estratificadas

- **Formación Churicollo** (Oligoceno superior) **y rocas más antiguas** (Oligoceno?)

La Fm. Churicollo originalmente fue definida por Lahsen (1970) como una unidad sedimentaria clástica azulada. Posteriormente, Ortiz et al. (2008) le agregaron un miembro inferior constituido de tobas ignimbríticas, y consideró lo descrito por Lahsen (1970) como el miembro superior de la formación.

El miembro inferior junto con las rocas más antiguas, constituyen un mínimo de 1200 m de estratos gruesos amarillos y blancos de rocas piroclásticas, que corresponden a ignimbritas con fiammes negras de composición intermedia a dacítica, intercaladas de algunas areniscas gruesas. Ellas afloran deformadamente al oeste de la región de estudio y se presentan muy alteradas hidrotermalmente (ver mapa fuera de texto).

El miembro superior se conforma de aproximadamente 300 m en los Baños de Puchuldiza, y de un mínimo de 300 m en el anticlinal de Huaitane, de rocas sedimentarias continentales azules bien estratificadas, las cuales corresponden a areniscas gruesas, brechas sedimentarias y conglomerados con clastos de andesitas. Esta subunidad consiste en dos depósitos aluviales muy locales dentro de la región de Cariquima: lo que aflora de ella en los Baños de Puchuldiza termina al sur del cerro Incaguano siendo un sólo depósito; mientras que el otro constituye el núcleo del anticlinal de Huaitane (ver mapa fuera de texto). En ambos lugares el miembro superior se encuentra deformado y además alterado por flujos hidrotermales.

La Fm. Churicollo se dispone discordantemente debajo del resto de las unidades. En los Baños de Puchuldiza y en el anticlinal de Huaitane, el miembro superior yace discordantemente bajo la Fm. Utayane, mientras que hacia el sur del cerro Incaguano, el contacto es aparentemente concordante. Allí, este miembro desaparece, lo que

hacia el sur se observa un contacto en apariencia concordancia entre la base de la Fm. Utayane y el techo del miembro inferior de la Fm. Churicollo.

El miembro inferior junto con las rocas más antiguas, indican un ambiente de cuencas de intraarco donde se desarrolló volcanismo explosivo, generándose ignimbritas de afinidad intermedia. Por otro lado, los sedimentos del miembro superior indican que su trayecto fue relativamente corto asociado a un ambiente aluvial.

Lahsen (1970, 1973, 1978) asigna la Fm. Churicollo al Cretácico superior debido a su alto grado de deformación. Por otro lado, Ortiz et al. (2008) obtienen una edad, de una toba correlacionada con el miembro inferior, de 27.0 ± 0.8 Ma (K-Ar en biotita). No obstante, estos autores la estiman como una edad mínima debido a la alteración que presenta. Por otro lado, Argandoña (1984) correlaciona esta formación con la Fm. Cerro Empexa del Cretácico superior que aflora al occidente de la región.

Sin embargo, el presente estudio se basa en las observaciones de terreno: la Fm. Churicollo presenta una deformación que es similar con la de las unidades posteriores; el miembro superior corresponde a depósitos muy locales, mientras que los conglomerados de la Fm. Cerro Empexa afloran ampliamente en la Región de Tarapacá. Dado esto, más la edad obtenida por Ortiz et al., (2008), se asigna a la Fm. Churicollo y a las rocas más antiguas al Oligoceno. En particular, el miembro superior es asignado tentativamente al Oligoceno superior tardío debido a su posición estratigráfica. No se ha encontrado alguna unidad correlacionable con estas rocas.

- **Formación Utayane** (Oligoceno superior – Mioceno inferior)

La Fm. Utayane (Lahsen, 1970) corresponde a una secuencia masiva y compacta de tobas blanquecinas de ceniza y lapilli, principalmente vítreas, con espesores de centenas de metros que aflora al oeste y al este de la región de Cariquima. Esta unidad aflora como ventana de erosión en la flexura Guanca y en el núcleo del anticlinal de Huaitane, presentándose considerablemente plegada. Su espesor en el

sector occidental de la región es de aproximadamente 800 m mientras que en el lado oriental tiene un mínimo de 600 m. Además, sus afloramientos en los pliegues principales se encuentran muy alterados hidrotermalmente.

Esta unidad yace discordantemente y en aparente concordancia sobre el miembro superior e inferior de la Fm. Churicollo, respectivamente; y subyace en discordancia angular y de erosión a las unidades posteriores, principalmente a la Fm. Chojña Chaya (Figura 4.1, 4.2).

La mineralogía que contiene la Fm. Utayane se compone de biotita, plagioclasa y abundantes cristales de cuarzo, más la presencia de fragmentos de pómez, que permiten caracterizar a esta unidad como paquetes estratificados de tobas riolíticas. No obstante, en la quebrada Gualcallani presenta como última capa una lava negra afanítica de composición andesítica.

El ambiente depositacional de la Fm. Utayane corresponde a volcanismo explosivo con generación de ignimbritas riolíticas en cuencas de intraarco.

Una edad de 23.6 ± 0.9 Ma fue obtenida por Ortiz et al. (2008) mediante el método K-Ar sobre un concentrado de biotitas. Lahsen (1982) hace una correlación tentativa de la esta unidad con el nivel inferior de la Fm. Oxaya. En este estudio la Fm. Utayane se correlaciona con la Fm. Lupica debido a la edad estimada y por su similar litología, y con el miembro 2 de la Fm. Altos de Pica.



Figura 4.1. Disposición de las unidades en la quebrada Gualcallani. Las formaciones Chojña Chaya y Condoriri presentan aumentos de espesores hacia el este, a medida que se van deformando en las flexuras Guanca y Paica.

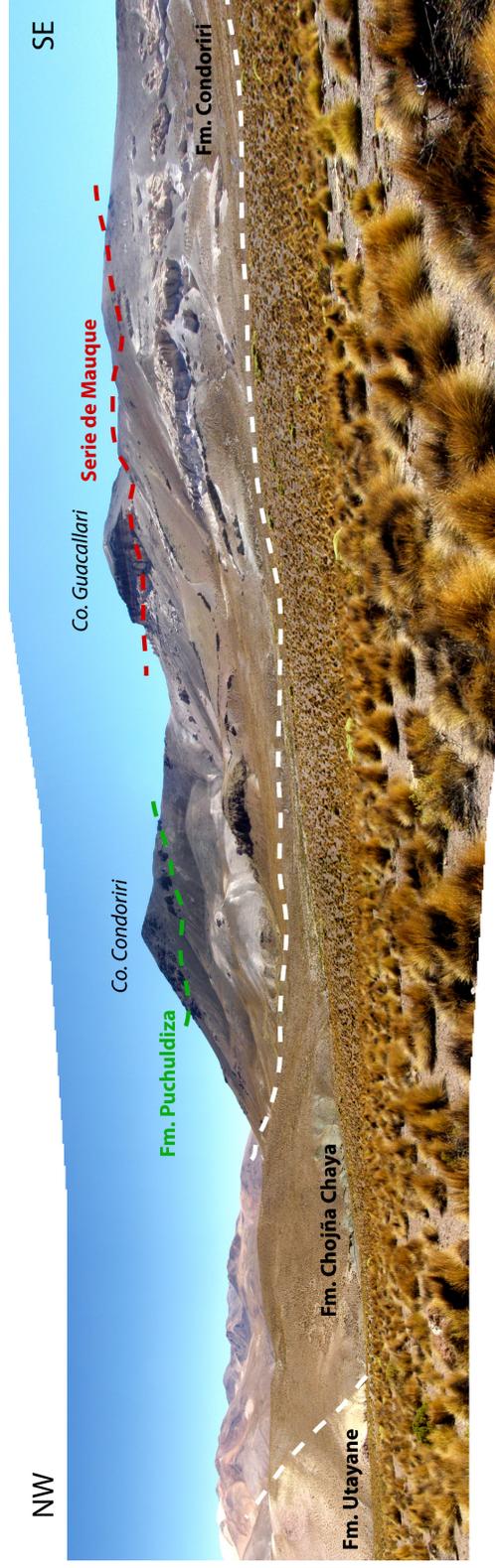


Figura 4.2. Disposición de las unidades en los Baños de Puchuldiza. Las formaciones Utayane, Chojña Chaya, Condoriri y Puchuldiza yacen sucesivamente en discordancia angular dentro de la región de Cariquima. En cambio, la Serie de Mauque se dispone en gran discordancia de erosión y angular sobre las formaciones Condoriri y Puchuldiza.

- **Formación Chojña Chaya** (Mioceno inferior)

La Fm. Chojña Chaya (Lahsen, 1970) corresponde a lo menos a dos depósitos locales sedimentarios continentales verdes bien estratificados, conformado de areniscas y de conglomerados finos. Esta unidad se dispone en franjas N-S a NNW-SSE en el sector occidental de la zona y en el anticlinal de Huaitane. Los pliegues principales de la región presentan a esta formación deformada y con estratos de crecimiento, por lo que su espesor es variable: en los Baños de Puchuldiza, se le estima 300 m en el faldeo oeste del cerro Condoriri (Figura 4.2); en las quebradas Guanca y Gualcallani, presenta una potencia mínima de 250 m, mientras que en el faldeo occidental de la Punta de Gualcallani, su espesor es de 200 m (Figura 4.1); en el anticlinal de Huaitane, su espesor es de 100 m en el flanco occidental, que aumenta considerablemente hacia el este, donde en la Hoyada Panalla se observa un mínimo de 600 m (Figura 4.3).

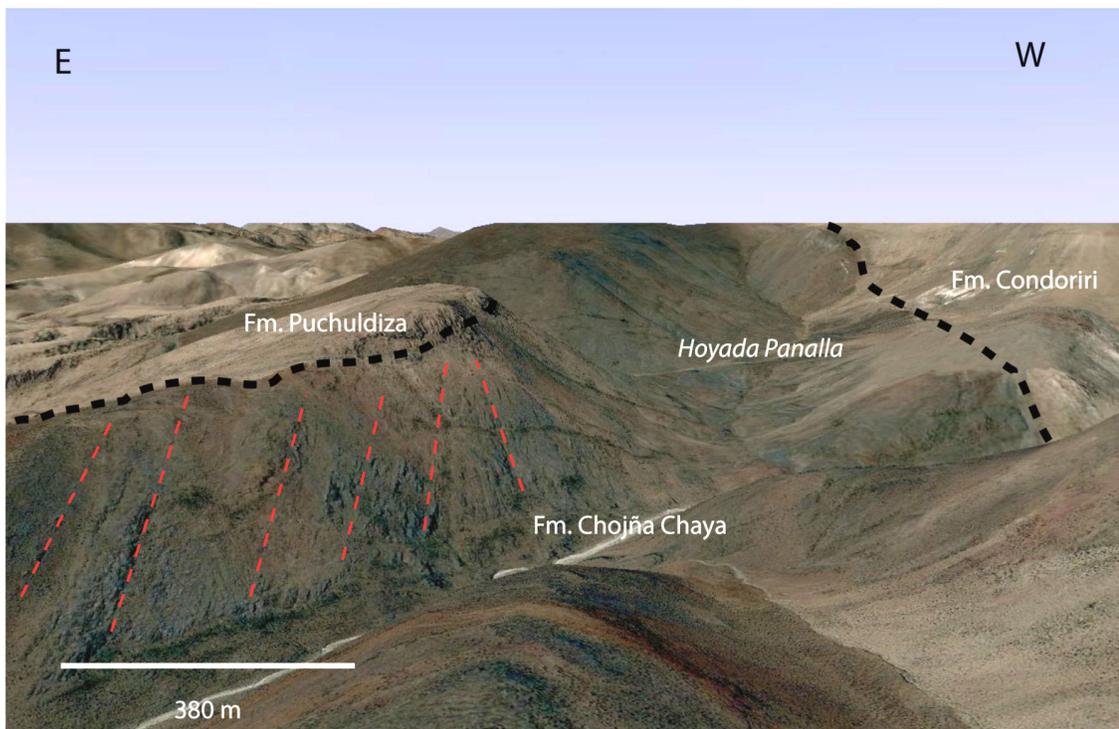


Figura 4.3. Areniscas verdes de la Fm. Chojña Chaya en la Hoyada Panalla. Es posible observar estratos de crecimiento que se disponen subverticalmente (marcados con línea roja punteada) y un gran espesor de la formación en comparación con el sector occidental de la región. Sobre esta unidad yace en discordancia angular la Fm. Puchuldiza. Imagen modificada de Google Earth.

Esta unidad se dispone en discordancia angular y de erosión sobre la Fm. Utayane, aunque en el anticlinal de Huaitane es posible apreciar un contacto en aparente concordancia. A la vez, sobre la Fm. Chojña Chaya yacen discordantemente el resto de las unidades más jóvenes.

Tal como se describe, *chojña chaya* en aymará significa “arena verde”. Esta formación muestra capas bien estratificadas de 20 a 80 cm de espesor de sedimentos continentales verdes y grisáceos, los cuales corresponden a areniscas finas y gruesas, y conglomerados finos de matriz soportada con algunas leves intercalaciones de areniscas tobáceas blanquecinas. Además, las areniscas presentan estratificación cruzada, y paleocanales y lentes de conglomerados de hasta 1.3 m de espesor. Los clastos corresponden a fragmentos subredondeados de andesitas y, en menor medida, a restos de cristales de cuarzo y de pómez. En las faldas de la Punta de Gualcallani, se observan clastos redondeados de 5 a 12 cm provenientes de la erosión de la lava andesítica de la Fm. Utayane. Por otro lado, la matriz se compone básicamente de ceniza. El color verde cloritoide que presenta en casi todos sus afloramientos se debe a que se ha expuesto a flujos hidrotermales de la zona.

En general, la Fm. Chojña Chaya presenta una madurez textural media. Esto implicaría que los depósitos han sufrido un transporte relativamente corto, asociándose a un ambiente aluvial y/o fluvial distal. La presencia de esta unidad en los Baños de Puchuldiza, y en las quebradas Guanca y Gualcallani son dos afloramientos independientes que se depositaron en dos distintos depocentros, con un posible tercero en el este de la zona de estudio. Los clastos descritos, y los sedimentos finos tobáceos de las areniscas y de la matriz de los conglomerados, más las relación de contacto de la base, son evidencias para interpretar que la Fm. Chojña Chaya es el resultado de la erosión de las unidades anteriores, en especial de la Fm. Utayane.

La edad obtenida por Ortiz et al. (2008) de ~14 Ma para la Fm Condoriri, más la edad obtenida para la Fm. Utayane, permiten restringir a la Fm. Chojña Chaya en el Mioceno inferior. Dado lo anterior más la litología descrita, esta unidad se correlaciona con los miembros W3 y E2 definidos por Charrier et al. (2005) para la Fm. Chucal en la

región homónima; también es posible asociarla con el miembro 3 de la Fm. Altos de Pica en la Precordillera.

- **Formación Condoriri** (Mioceno medio)

La Fm. Condoriri (Lahsen, 1970) es una secuencia principalmente piroclástica estratificada que aflora ampliamente en la región de Cariquima, constituida de tobas de lapilli y pómez e ignimbritas de espesores métricos, de colores grises, blancos y rosados. Sin embargo, en las estructuras principales, esta unidad muestra estratos de crecimiento fuertemente deformados que se intercalan de sedimentitas continentales decimétricas. Esto influye en que su espesor sea muy variable: en los Baños de Puchuldiza, en el faldeo oeste del cerro Guacalliri, la unidad muestra un espesor de 200 m (Figura 4.2), mientras que inmediatamente al este, alcanza 400 m; en la flexura Queñiza, la unidad se presenta casi completa, llegando a tener un mínimo de 700 m.

La definición original separa esta unidad en dos miembros: el inferior, conformado por tobas e ignimbritas; y el superior, conformado por lavas de composición intermedia. Posteriormente, Lahsen (1978) redefinió esta unidad, excluyendo el miembro superior y asignándolo al miembro inferior de la Fm. Puchuldiza, restringiéndola exclusivamente a una secuencia piroclástica. Ortiz et al. (2008) señalan que en los últimos metros de esta formación yacen areniscas epiclásticas. Sin embargo, aquí estos sedimentos son asignados a la Serie de Mauque.

La Fm. Condoriri yace en leve discordancia angular sobre las formaciones Chojña Chaya y Utayane, mientras que sobre ella se depositan las secuencias volcánicas de la Fm. Puchuldiza, y de los volcanes pliocénicos y cuaternarios. Aunque en gran parte de la región, su techo corresponde a la superficie actual debido a erosión glacial. Localmente, al este de los Baños de Puchuldiza, la Serie de Mauque sobreyace en discordancia de erosión a la Fm. Condoriri (Figura 4.2).

Los fragmentos que incluyen los depósitos piroclásticos de la Fm. Condoriri corresponden a pómez, clastos angulosos de andesitas, fenocristales de cuarzo y de biotita, y de una riolita bandeada muy característica, que permiten clasificarla como tobas e ignimbritas riolíticas. En cambio, las sedimentitas de esta formación, son el resultado de la erosión de las tobas e ignimbritas mencionadas. Estos depósitos se presentan en el frente de los pliegues que afectan a esta formación (flexuras Guanca, Queñiza y Paica), de modo que se disponen intercaladamente con las rocas piroclásticas en aparente concordancia. En otras palabras, la Fm. Condoriri es una unidad conformada de dos facies: una piroclástica (tobas e ignimbritas) y otra detrítica (Figura 4.4, 4.5).

La facies piroclástica contiene diversos fragmentos líticos a diferencia de las unidades volcanoclásticas antecesoras. Esto indica que el ambiente depositacional corresponde a flujos piroclásticos y desarrollo de ignimbritas en una zona continental. Por otro lado, las sedimentitas se depositaron en trayectos cortos asociados a ambientes aluviales, fluviales distales o de baja energía.

Lahsen & Munizaga (1979) obtienen una edad de ~12 Ma en una lava (Fm. Puchuldiza), la cual cubre a esta unidad. Por otro lado, Ortiz et al. (2008) obtienen una edad de 14.3 ± 0.5 (K-Ar, biotita) correspondiente al techo de la Fm. Condoriri. En este estudio se correlaciona esta secuencia piroclástica con la Fm. Quebrada Macusa en la región de Chucal y con el miembro 4 de la Fm. Altos de Pica.

- **Formación Puchuldiza** (Mioceno medio – superior)

Esta formación, definida por Lahsen (1970) y redefinida por el mismo autor (Lahsen, 1978) en los Baños de Puchuldiza, corresponde a un paquete volcánico constituido de dos miembros: el inferior, conformado de lavas andesíticas porfíricas y de dacitas vítreas negras muy características; y el superior, compuesto de tobas bien soldadas de color rosado a violáceo con abundantes fiammes negras. En la región de Cariquima, esta unidad aflora ampliamente, presentándose como islas o cúmulos de

ellas. Esto se debe a que la abrasión glacial ha removido gran parte de sus lavas e ignimbritas, estimando un espesor mínimo de 200 m.

En los Baños de Puchuldiza, JICA (1979) opta por separar las rocas que afloran en el cerro Condoriri y designarlas en una nueva unidad, la Fm. Guacalliri (lavas andesitabasálticas del Mioceno superior), restringiendo a la Fm Puchuldiza exclusivamente a lavas andesíticas del Mioceno medio. Para efectos del presente trabajo, se tomará la redefinición de Lahsen (1978) debido a que ésta contempla a una secuencia volcánica muy indiferenciable dentro de la región de Cariquima.

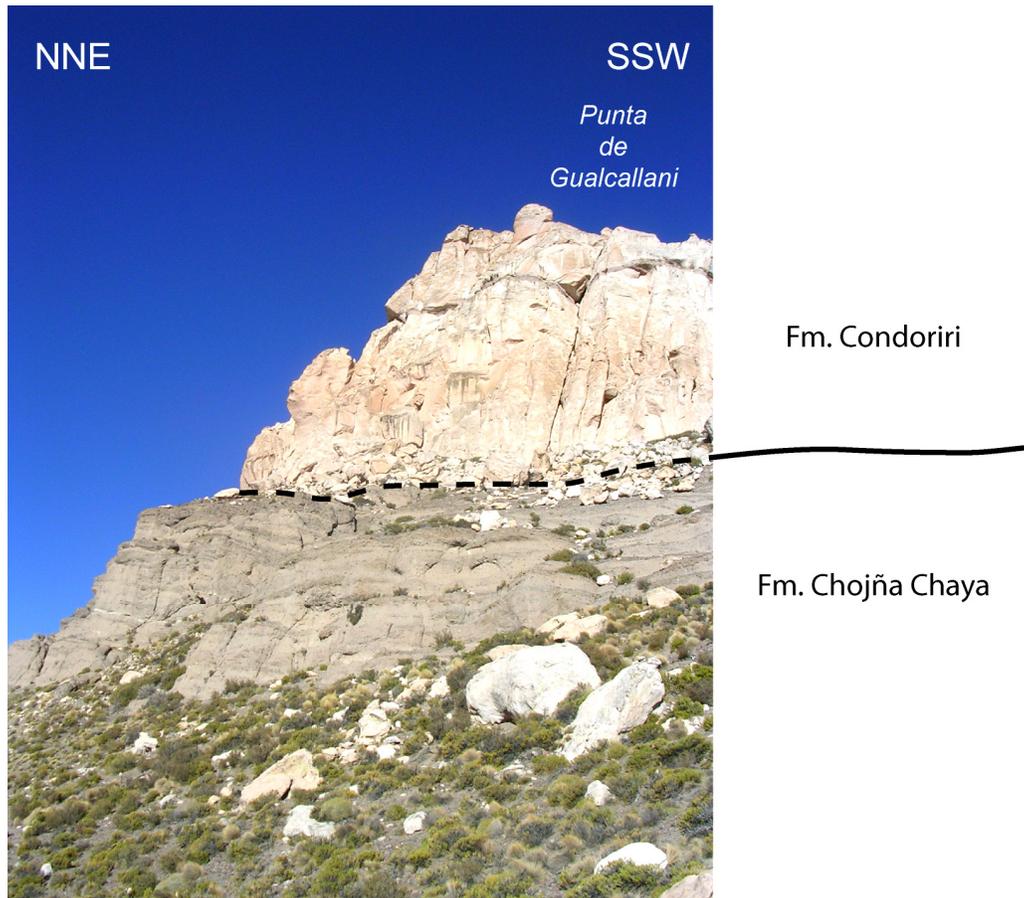


Figura 4.4. Facies piroclástica de la Fm. Condoriri. Es posible apreciar claramente el contacto con la Fm. Chojña Chaya en el faldeo de la Punta de Gualcallani. En lugares donde la Fm. Condoriri se presenta suavemente deformada, esta unidad exhibe principalmente tobas e ignimbritas.



Figura 4.5. Facies detrítica de la Fm. Condoriri en la flexura Paica. La Fm. Condoriri al encontrarse entre las flexuras Guanaca y Paica aumenta su espesor debido a estratos de crecimientos en la tobas e ignimbritas, que además se intercalan de sedimentitas. El recuadro rojo muestra la intercalación centimétrica de areniscas medias con tobas.

La Fm. Puchuldiza yace en discordancia angular y de erosión sobre las formaciones Churicollo, Utayane y Chojña Chaya, mientras que sobreyace en aparente concordancia a la Fm. Condoriri. Sobre ella se disponen en discordancia los volcanes post-miocénicos; y en discordancia de erosión, en el caserío de Queñiza, la Serie de Mauque (Figura 4.1, 4.2, 4.3).

Originalmente, la litología del miembro inferior consiste de lavas andesíticas porfíricas y de dacitas vítreas negras muy características; en cambio, el miembro superior se conforma de tobas soldadas de color rosado a violáceo, entre las cuales se destacan aquellas con abundantes fiammes negras, además de cristales de plagioclasa y biotita. No obstante, dentro de la región se aprecia sólo el miembro inferior, aunque localmente se presenta acompañado de otras rocas volcánicas: en la pampa Cóndor, las dacitas negras yacen bajo una toba soldada blanquecina con fiammes negras; en el Cordón Alto de Chuncara, se presenta una andesita con fenocristales milimétricos que desciende suavemente hacia el este; en la pampa Gualcallani, esta unidad corresponde principalmente a grandes coladas de dacitas negras vítreas; y en el borde oriental de la zona, sobre éstas se dispone una brecha volcánica dacítica.

Es muy probable que las lavas de la Fm. Puchuldiza provinieran de distintas fuentes volcánicas en vista de su gran distribución de coladas en la región. Por otro lado, el criterio que define al miembro superior se puede aplicar para las otras rocas volcánicas mencionadas que acompañan a las lavas, estableciendo de esta manera diversas subunidades para la Fm. Puchuldiza. Sin embargo, para efectos de este estudio, se considera a esta formación como un sólo conjunto volcánico sin miembros distinguibles.

De cualquier manera, el ambiente depositacional de las lavas corresponde a volcanismo no efusivo o de flujos de coladas andesíticas a dacíticas, a excepción de ciertas ignimbritas que la acompañan.

En los Baños de Puchuldiza, Lahsen & Munizaga (1979) obtienen edades K-Ar sobre roca total (R.T.) de 12.4 ± 0.3 Ma para el miembro superior, y 12.1 ± 0.2 Ma para el miembro inferior. En cambio, Ortiz et al. (2008) obtienen por el mismo método una edad de 10.2 ± 1.0 Ma (R.T.) para el miembro inferior, la cual los mismos autores la consideran más confiable que las anteriores. Por otro lado, en los cerros de Quimsachata, Polanco & Gardeweg (2000) obtienen una edad ~ 12 Ma (K-Ar, R.T.). La Fm. Puchuldiza es contemporánea con la Fm. Zapahuira en la Cordillera Occidental, dentro de la XV Región; y con las Lavas de Sotoca y la Lava de Tana (Pinto et al., 2004) en las regiones de Aroma y Camiña, respectivamente.

- **Ignimbrita Guallane** (Mioceno superior?)

Corresponde a una ignimbrita que aflora sólo en el borde suroeste de la región de Cariquima que Montenegro (2008) correlacionó con la definida por Argandoña (1984) en los Baños de Puchuldiza. Esta unidad se dispone discordantemente sobre las unidades más antiguas y es cubierta parcialmente por coladas pliocénicas. Su litología se conforma de tobas de lapilli vítrea y lítica.

- **Serie de Mauque** (Mioceno Superior – Plioceno inferior)

Esta unidad informal (Lahsen, 1973) se ha denominado como una secuencia sedimentaria oscura constituida principalmente por areniscas brechosas y conglomerados. Su distribución está al oriente de los cerros Condoriri y Guacalliri, rellenando una cuenca de piedemonte entre estos altos topográficos y el cerro Chulluta, alcanzando un espesor mínimo de 30 m. Sus depósitos conforman suaves lomas, que descienden hacia el norte, donde se ubica el caserío de Mauque (fuera de la zona de estudio).

JICA (1979) definió la unidad informal Grupo Mauque, que es equivalente a lo descrito por Lahsen (1973). En este estudio, se le asigna los depósitos sedimentarios

del techo de la Fm. Condoriri considerados por Ortiz et al. (2008), ya que se interpretan como el resultado de una erosión posterior y local dentro de la región de Cariquima.

La Serie de Mauque se dispone, al menos, discordantemente sobre las formaciones Condoriri y Puchuldiza (Figura 4.2); y su techo corresponde a la superficie actual. No obstante, en la flexura Queñiza, su base se encuentra considerablemente plegada.

Su base corresponde a areniscas blanquecinas finas y gruesas, que luego gradan a areniscas negras bien estratificadas. Sobre esta secuencia yacen conglomerados oscuros de matriz soportada de ceniza, cuyos clastos son las andesitas y dacitas negras de la Fm. Puchuldiza (Figura 4.6). La superficie oscura de las lomas, como la Loma Queñiguani, corresponden a un “pavimento” de estos clastos puesto que la matriz tobacéa se ha erosionado por agentes aluviales y fluviales.

La Serie de Mauque se interpreta como los depósitos provenientes de la erosión local de la Fm. Puchuldiza y de la parte superior de la Fm. Condoriri, en ambientes aluviales, fluviales distales y laháricos en una cuenca de piedemonte.

JICA (1979) ubica a esta unidad en el Pleistoceno debido a su posición estratigráfica; mientras que Lahsen (1973), ocupando el mismo criterio, la ubica en el Plioceno. Por otro lado, Ortiz et al. (2008) obtiene una edad de 10.6 ± 1.0 Ma al datar un clasto de andesita (K-Ar, R.T.), indicando que esto representaría la edad mínima de la depositación. No obstante, los mismos autores dicen que por su estilo de deformación, esta unidad correspondería al post-Plioceno. Por último, Lahsen (1973) señala que la Serie de Mauque es correlacionable con la Fm. Lupe (Lahsen, 1970), unidad muy similar que aflora en el oeste de los Baños de Puchuldiza. Según el mismo autor, la diferencia que las separa se debe a que la Serie de Mauque se encuentra plegada. No obstante, Lahsen (1982) correlaciona tentativamente la Fm. Lupe con la Fm. Huaylas del Mioceno superior.

Este estudio considera a la Serie de Mauque entre el Mioceno superior y el Plioceno por la edad mínima obtenida por Ortiz et al. (2008) y por su posición estratigráfica. Estos depósitos al interpretarse como la erosión de las lavas miocénicas se correlacionan directamente con la Fm. Huaylas en la región de Belén, con la Fm. Lauca en la región de Chucal, y con el nivel superior de la Fm El Diablo en la Depresión Central y la Precordillera.

- **Edificios volcánicos y lavas del post-Mioceno**

Corresponden a lavas de afinidad dacítica que se disponen discordantemente sobre las unidades anteriores. Estos son los cerros de Quimsachata, cerros Toroni, el Complejo Volcánico Latarani-Macurquima y el cerro Cariquima (Figura 4.7.).

Los minerales principales que componen a las coladas son fenocristales de hasta de 1 cm de plagioclasa, feldespatos, biotita y anfíbola.

La región de Cariquima se sitúa la denominada por Wörner et al. (1994) como “Gap de Pica”, la cual sería una zona que carece de volcanismo posterior a los ~4 Ma. El cerro Cariquima se le asigna al Plioceno debido a su similitud morfológica con otros paleovolcanes de la Cordillera Occidental de esa misma edad (Wörner et al., 2000). Lahsen & Munizaga obtienen edades K-Ar de 4.6 ± 1.0 (material desconocido) y 3.5 ± 0.2 (R.T.) para el Complejo Volcánico Latarani-Macurquima. No obstante, hay excepciones a este Gap: Ortiz et al. (2008) sugiere una reciente actividad volcánica en los Baños de Puchuldiza al obtener una edad de 2.0 ± 0.4 (K-Ar, biotita) y 0.9 ± 0.3 (K-Ar, biotita); y Polanco & Gardeweg (2000) obtuvieron la edad ~1 Ma para una colada de los cerros de Quimsachata.

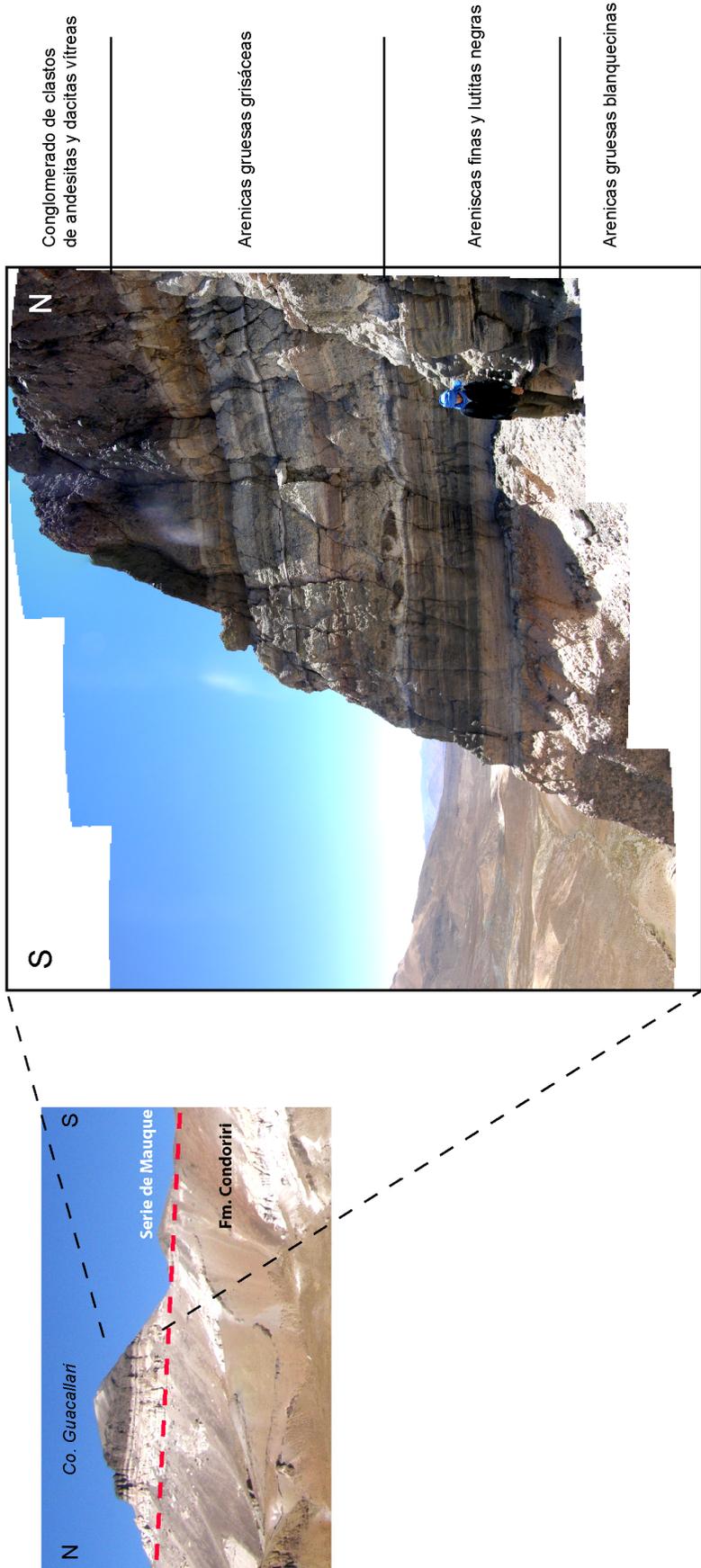


Figura 4.6. Base de la Serie de Mauque expuesta en el Cerro Guacalliri. Los depósitos de la Serie de Mauque se asocian a ambientes aluvial, fluvial y lahárico, que corresponden al resultado de la erosión de las formaciones Condoriri y, principalmente, Puchuldiza. En la parte superior es posible apreciar el conglomerado oscuro con clastos proventientes de la Fm. Puchuldiza.

- **Depósitos Recientes**

Son depósitos sedimentarios de origen glaciar, fluvial, aluvial, más deslizamientos de rocas, depósitos recientes de sínter, vegas, salares actuales e intervención humana. Este conjunto de depósitos cortan a todas las unidades anteriores.



Figura 4.7. Cerro Cariquima. El cerro Cariquima, junto con los cerros Toroni y Quimsachata, corresponden a paleoedificios volcánicos del Plioceno que se conservan dado el clima árido del Altiplano. No obstante, edades radiométricas indican que algunas coladas de los cerros de Quimsachata fueron depositadas posteriormente a los 4 Ma.

4.2. Estructura

En la región de Cariquima, se diferencian dos dominios estructurales contraccionales del estilo “piel delgada”. Ellos se presentan como franjas con orientaciones generales N-S a lo largo de la zona, y se separan hacia el oeste y este del cerro Cariquima. El dominio occidental muestra estructuras que vergen hacia el este; al contrario, el dominio oriental presenta estructuras con sobreescorrimiento hacia el oeste. Ambos dominios involucran principalmente a las unidades volcánicas y sedimentarias pre-pliocénicas, generando, al menos en dos de ellas, estratos de crecimientos (Figura 4.9, ver mapa fuera de texto).

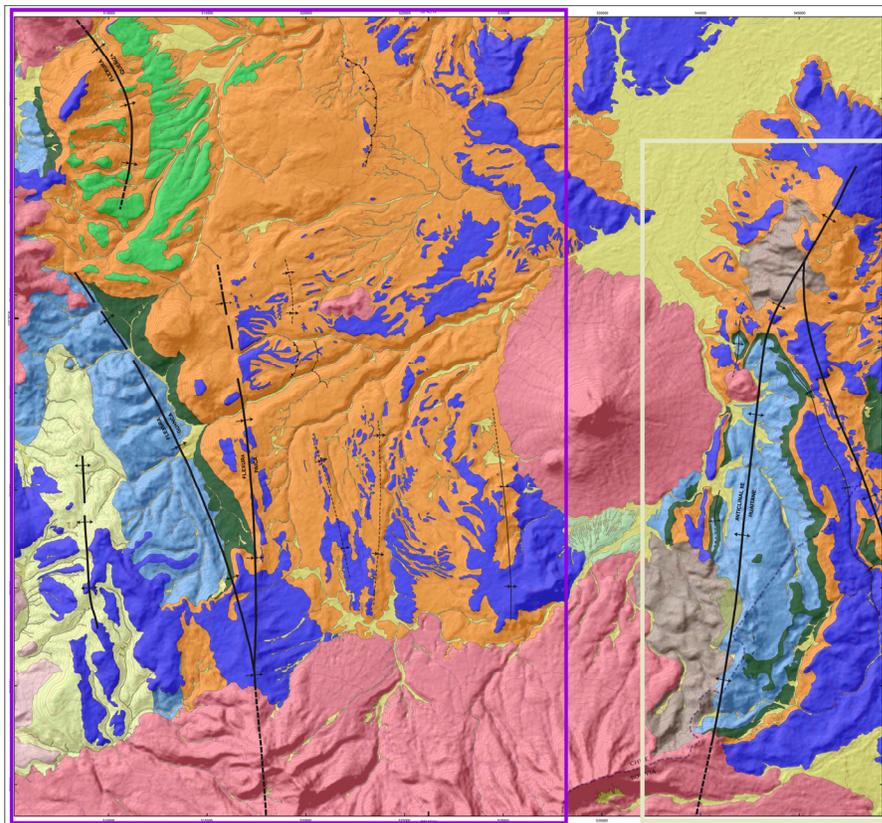


Figura 4.9. Dominios estructurales de la región de Cariquima. La figura representa el mapa geológico de la zona de estudio. El recuadro púrpura corresponde al dominio occidental que contiene a estructuras con vergencia al este; el recuadro amarillo pálido corresponde al dominio oriental que presenta estructuras con vergencia hacia el oeste. Ambos se encuentran separados por el cerro Cariquima.

4.2.1. Dominio Estructural Occidental

En el borde occidental de la región, se sitúan tres estructuras principales además de otras de menor magnitud, las cuales corresponden a las flexuras Queñiza, Guanca y Paica. Éstas se definen como monoclinales cuyo únicos plegamientos se marcan en un flanco oriental (ver mapa fuera de texto).

La flexura Queñiza se ubica al este de los Baños de Puchuldiza, detrás de los cerros Condoriri y Guacalliri. Es una estructura con orientación NNW-SSE y curva, que deforma principalmente a la Fm. Condoriri y a la base de la Serie de Mauque. Al pié de los cerros Condoriri y Guacalliri, la Fm. Condoriri se presenta como su facies piroclástica que cambia progresivamente hacia el este a su facies detrítica, mostrando aumento de espesores en las tobas y sedimentitas. En la flexura misma, esta formación llega a tener manteos subverticales que luego rápidamente se disponen suhorizontalmente hacia el este.

Más hacia el oriente, el cerro Chulluta es un alto topográfico controlado estructuralmente. La estructura que genera este control no fue observada en terreno, pero si se interpreta a partir de la observación de imágenes satelitales. Este levantamiento habría sido provocado, en parte, por una falla ubicada al este del cerro, que sería la prolongación de una falla inversa que aflora al oriente del poblado de Mauque (hacia el norte de la zona de estudio). De todas formas, el cerro Chulluta actuó como un bloque estructural que impidió el transporte hacia el este de los depósitos de la Serie de Mauque, que tuvieron que seguir hacia el norte (Figura 4.10).

Las flexuras Guanca y Paica se sitúan hacia el sur de la flexura Queñiza, las cuales presentan orientaciones NNW-SSE a N-S. En el Cordón de Chuncara, ellas aparentemente divergen de una sola estructura que se prolonga hacia el sur de la región de estudio, en el poblado de Lirima. Las formaciones Utayane, Chojña Chaya, y Condoriri están principalmente afectadas por la flexura Guanca, donde en el faldeo este de la Punta de Gualcallani se observan manteos verticales (Figura 4.11). Por otro lado, sólo la Fm. Condoriri aflora fuertemente plegada en los faldeos del cerro Paica

por la flexura homónima (Figura 4.12). Esta última unidad muestra su facies detrítica entre ambas estructuras mayores.

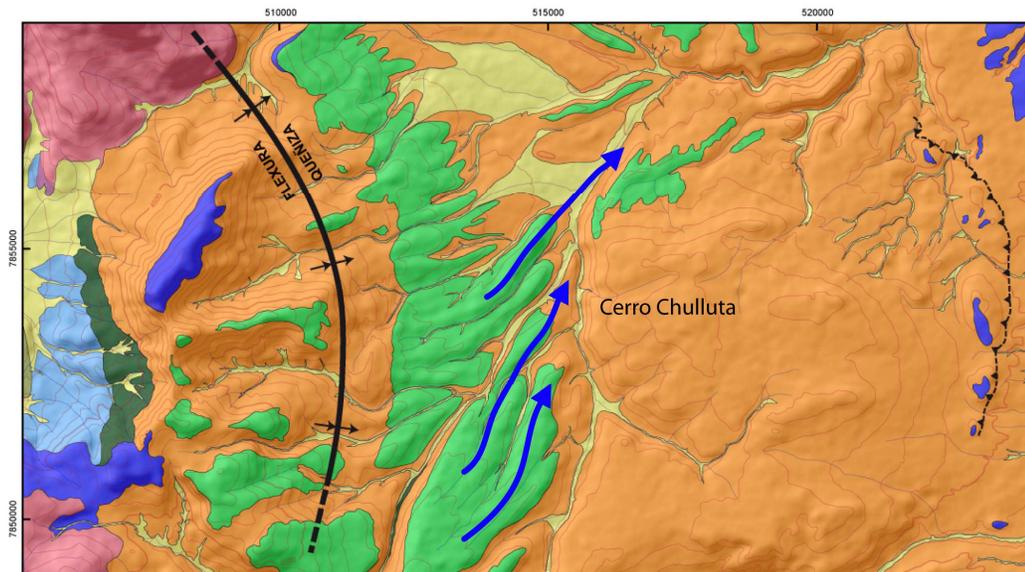


Figura 4.10. Transporte de la serie de Mauque hacia el NE. La figura corresponde al extremo NW de la zona de estudio. Los polígonos verdes corresponden a los depósitos de la Serie Mauque que se transportan hacia el NE (flechas azules), dado que el cerro Chulluta es un bloque alzado que impide a que sigan hacia el E. En el oeste se presenta una falla inferida que contribuiría al alzamiento del cerro. Imagen modificada del mapa fuera de texto.

No obstante, la interpretación de datos estructurales mediante imágenes satelitales en el borde occidental de la zona, sugieren que la flexura Guanca es parte del flanco frontal de un anticlinal con una longitud de onda mínima de 13 km. Por otro lado, los datos inferidos hacia el suroeste de la zona, indican que hay un flanco dorsal de un anticlinal con vergencia al oeste. Esta última estructura puede ser el retrocorrimiento del anticlinal que contiene a la flexura Guanca (ver Discusión, 6.2.).

Las estructuras menores corresponden a pequeñas flexuras con un único flanco oriental que se infieren entre la pampa Gualcallani y el cerro Cariquima. Esta deducción se debe a la morfología observada en la superficie, las cuales deforman a las formaciones Condoriri y Puchuldiza. Además, en la pampa Taipahuano, hay fallas menores con vergencia este que llegan a cortar a las rocas de la Fm. Puchuldiza con un acortamiento no mayor a 10 m (Figura 4.13).

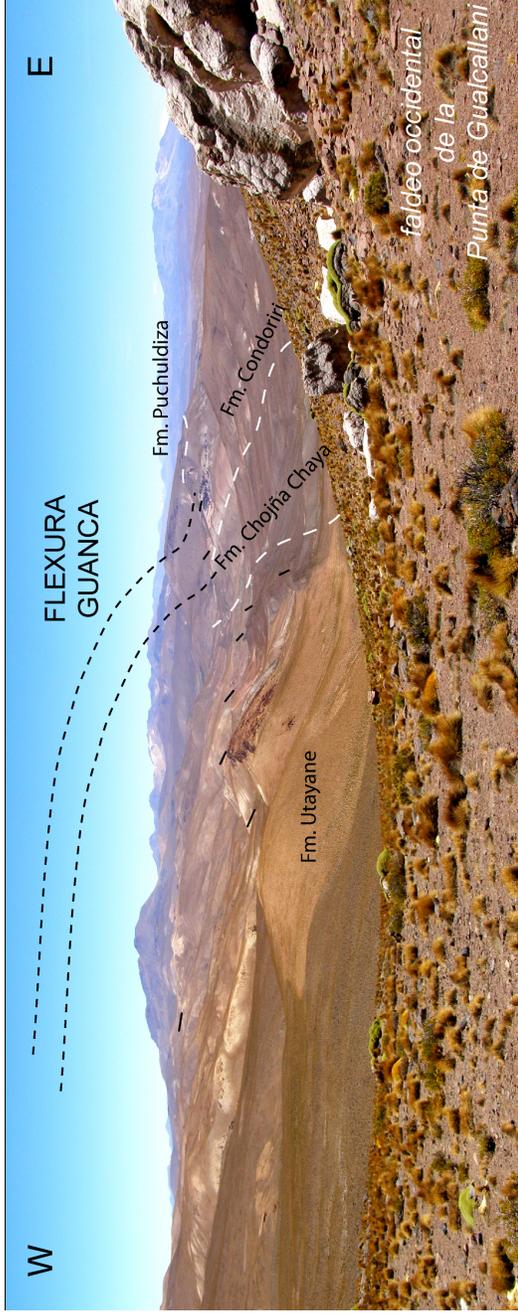


Figura 4.11. Flexura Guanca. Fotografía tomada desde el faldeo occidental de la Punta de Gualcallani. Las líneas negras y cortas corresponden a la disposición de los estratos. Las líneas negras punteadas son la interpretación del plegamiento de las formaciones Chojña Chaya y Condoriri.

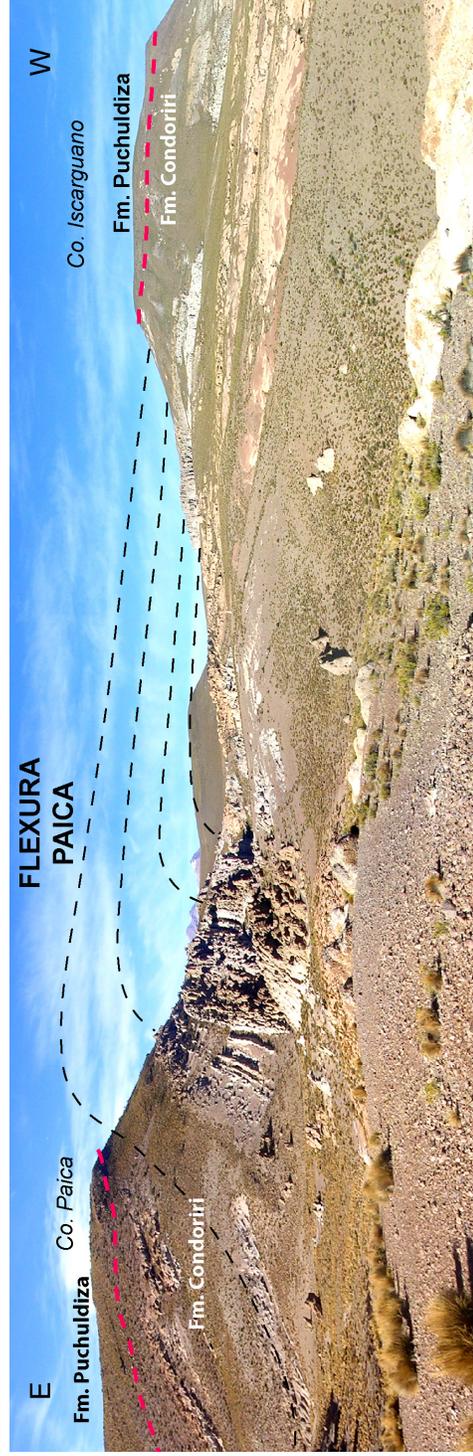


Figura 4.12. Flexura Paica. Fotografía tomada desde el norte del Cerro Paica. En ella es posible apreciar los estratos verticales y de crecimiento en el faldeo occidental. Las líneas punteadas son la interpretación del pliegue erosionado.



Figura 4.13. Fallas inversas en la pampa Taipahuano. Corresponden a fallas pequeñas con vergencia este que cortan las formaciones Condoriri y Puchuldiza. El acortamiento horizontal generado no es mayor a 10 m.

4.2.2. Dominio Estructural Oriental

Este dominio está conformado por el anticlinal de Huaitane el cual presenta una orientación N-S a NNE-SSW y una longitud de onda promedio de 8 km. Es una estructura que en la Sierra de Yarina se junta con otro anticlinal que se prolonga hacia el sureste de la zona de estudio. El anticlinal de Huaitane deforma a varias unidades, desde la Fm. Churicollo hasta la Fm. Puchuldiza (Figura 4.14), y se caracteriza por tener su flanco occidental más inclinado que su flanco oriental.

Otras estructuras menores corresponden a las que se sitúan bordeando el cerro Cariquima. Al este de la localidad de Villa Blanca se observa que el anticlinal sufre un reacomodación de su flanco occidental, donde los estratos de las unidades se disponen con rumbos y manteos muy distintos a los observados en toda la región. Al norte del cerro Chuachuani se observa un pequeño anticlinal que probablemente puede ser la prolongación de lo que sucede en la cercanía de Villa Blanca (ver mapa fuera de texto).

Cabe destacar que este dominio estructural no sólo contiene al anticlinal de Huaitane. Hacia el este de la región es posible observar otras estructuras aun mayores que deforman a las mismas unidades. Es más, en estos otros pliegues se puede apreciar claramente los estratos de crecimientos de las formaciones Chojña Chaya y Condoriri.

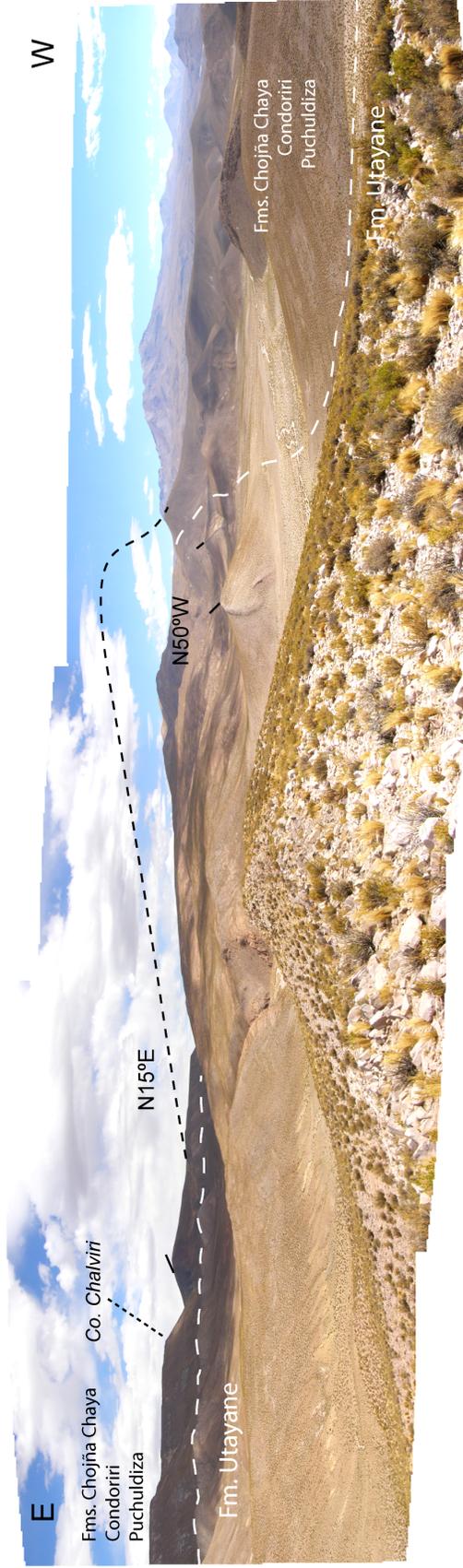


Figura 4.14. Anticlinal de Huaitane. Fotografía tomada desde cercanías de la localidad de Huaitane. El Cerro Chalviri se sitúa en el flanco oriental con manteos suaves, mientras que en el lado occidental se observan manteos de 50°W. La línea punteada corresponde a la interpretación de lo erosionado.

5. ANÁLISIS Y MODELO ESTRUCTURAL

En el presente estudio se realizó un modelo estructural de la región de Cariquima para dar a mostrar las posibles estructuras bajo la superficie que controlarían la morfología de la zona. Este modelo es de primera estimación, debido a que se trabajó con datos que sólo corresponden a lo visto en la superficie y en quebradas que no tienen más de 150 m de incisión. Dado esto, el modelo en profundidad se basa en suposiciones de lo observado en las disposiciones y los espesores de los afloramientos, y de la geometría resultante al conectar estos datos. El perfil realizado se constituye de tres cortes en el mapa fuera de texto: A1-A1', A2-A2' y A3-A3'. Cabe destacar que la erosión ha borrado la posibilidad de ver el tipo de discordancias progresivas entre los estratos sintectónicos, imposibilitando hacer un desarrollo más detallado del presente trabajo (Figura 5.1).

Figura 5.1. Perfil integrado A1-A3': La línea roja corresponde al nivel observado. La explicación del perfil está descrita en el texto. No hay exaceramiento vertical.

La geometría establecida de los primeros 1000 m bajo la superficie, se configuró siguiendo el modelo de *trishear* (Erslev, 1991) puesto que la amplia escala a la cual se trabajó no permitía ajustar los datos según el método de *Kink-Bands* (e.g. Suppe, 1983). No obstante, no se midieron cuantitativamente los parámetros que rigen los ángulos del trishear, sino que se constituyeron intuitivamente para poder conectar los datos bajo la superficie.

Dada esta primera configuración bajo la superficie, en el dominio estructural occidental, es posible observar que los pliegues resultantes (flexuras Guanca y Paica) muestran marcadamente una disposición subvertical de los estratos. En cambio, en el dominio estructural oriental, el anticlinal de Huaitane consiste en un pliegue más suave donde claramente es apreciable ver dos flancos que yacen diferentemente dispuestos.

La flexura Guanca se consideró como parte de un gran pliegue que conforma el lado occidental de la región de Cariquima. Esta estructura, junto con la flexura Paica y las menores que yacen en la pampa Gualcallani, son interpretadas como los limbos frontales de independientes pliegues generados por propagación de falla que vergen hacia el este. No obstante, la geometría indica que los limbos dorsales son demasiado suaves o prácticamente nulos. Por otro lado, la configuración del anticlinal de Huaitane señala que el flanco occidental está más inclinado que el flanco oriental. Esto hace que esta estructura se interprete como un pliegue creado por propagación de falla con vergencia hacia el oeste.

El dominio occidental se caracteriza de pliegues por propagación de falla con limbos dorsales muy suaves que vergen hacia el este. Las fallas que modelan estas estructuras tendrían que provenir de niveles relativamente profundos para no poder generar limbos dorsales marcados, y que además terminen inclinándose subhorizontalmente para que el limbo frontal se disponga inclinado. Esto es corroborable, siguiendo el programa computacional Fault/Fold (Allmendinger, 1997-2003), que se basa en modelos trishear de diversos autores. En cambio, el limbo dorsal del anticlinal de Huaitane, que corresponde a su flanco oriental, muestra una

disposición levemente marcada lo que la falla estimada provendría de un nivel de despegue relativamente somero.

Observando las estructuras del dominio occidental, estas se hacen menores hacia el este tanto en alzamiento como en su grado de deformación. Esto indicaría que el dominio occidental corresponde a un pequeño sistema de faja plegada por propagación y corrida con vergencia hacia el este, cuyas fallas nacen secuencialmente de la anterior. No obstante, como cada sistema estructural, el nivel de despegue tendría que nacer de uno regional más profundo el cual no se alcanza a estimar dentro de la zona.

El orden secuencial de la faja plegada del dominio occidental corresponde a (ver Figura 5.1): la falla 1a es la principal dentro de este sistema, de la cual divergen las restantes; la falla 2a es la falla secundaria de la cual nace la 2a', que no es más que una acomodación de la predecesora y que se manifiesta en pequeñas fallas de muy bajo acortamiento que afloran en la pampa Taipahuano; las fallas 3a, 4a y 5a, siguen la secuencia del corrimiento de la faja, siendo la última el nivel que facilitó el ascenso de magma para la extrusión del paleovolcán Cariquima. Esto es coherente con la estratigrafía, dado que a medida que se desarrolla el dominio occidental, se van deformando las unidades más jóvenes. Es más, la última falla (5a) coincide con el último evento que corresponde a la extrusión de lavas en el Plioceno inferior. Sin embargo, esta estructura es totalmente arbitraria puesto que no hay evidencia de deformación en la superficie, lo que podría también sugerir que su surgimiento provendría desde el este. Para esta controversia, se toma como criterio el hecho de que la falla principal (1a) al estimarse conectada a niveles más profundos, tendría un mayor contacto con ascensos de magmas provenientes de la corteza inferior durante ese período. No obstante, al resto de las estructuras se les estiman las siguientes edades: la presencia de estratos sintectónicos dentro de la flexura Paica permite restringir su falla (2a) dentro del Mioceno medio, y que no habría seguido desarrollándose posteriormente debido a que las lavas no deformadas de la Fm. Puchuldiza cubren el paleorelieve que provocó; la falla principal (1a) es posible acotarla, a lo menos, dentro del Mioceno inferior-medio por la presencia de estratos

sintectónicos de la Fm. Chojña Chaya y de la base deformada de la Fm. Condoriri; en los pliegues entre la pampa Gualcallani y el cerro Cariquima se observan coladas deformadas de la Fm. Puchuldiza, por lo que sus fallas asociadas (3a y 4a) habrían ocurrido durante o después del Mioceno medio – superior. Sin embargo, la erosión glacial ha borrado mucha parte de ella lo que no permite observar con exactitud si se ha depositado sintectónicamente. Con respecto a la falla 2a', esta estructura corta la Fm. Puchuldiza en la pampa Taipahuano, lo que implicaría ser una estructura fuera de secuencia de la faja y formada durante o posterior al Mioceno superior.

En el dominio estructural oriental, las estructuras al este del anticlinal de Huaitane son pliegues similares y progresivamente de mayor altitud, resultando una geometría total que se interpreta como otra pequeña faja plegada por propagación y corrida con vergencia hacia el oeste (ver Figura 5.1.). La secuencia es la siguiente: la falla más antigua es la 1b, que probablemente nacería de una mayor; secuencialmente la falla 2b sigue el avance de la deformación y posteriormente la 3b. De esta última nace la 3b' que correspondería a una acomodación contraccional de la antecesora que se refleja en la anomalía de los datos tomados en el borde este del cerro Cariquima. Los criterios que hacen coherente esta secuencia son, además de la geometría resultante, los siguientes dos puntos: (1) la disminución de los estratos sintectónicos hacia el oeste de las formaciones Chojña Chaya y Condoriri sugiere que estas se podrían haber formado por un primer levantamiento hacia el este de la zona de estudio, que se depositaron hacia sus flancos y que luego fueron deformadas siguiendo el orden del sistema (hacia el oeste); (2) y que la Fm. Puchuldiza cubra por discordancia los pliegues más viejos y que se deformen en el anticlinal de Huaitane, indicando un orden temporal de la secuencia. Siguiendo esta idea, directamente se acotan las edades de las fallas 1b y 2b, siendo antes del Mioceno medio-superior; y la que generó el anticlinal de Huaitane (3b) junto con la 3b', que tendrían una edad Mioceno superior tardío o previa a la extrusión del cerro Cariquima (Plioceno inferior).

Estimadas las edades relativas dentro de los dominios estructurales, hay una implicancia directa: ambos sistemas fueron contemporáneos durante el Mioceno generando hacia sus términos una estructura de zona triangular bajo el cerro

Cariquima. Sin embargo, no es posible estimar la falla principal del dominio oriental, lo que haría pensar como una solución que este sistema sería el retrocorrimiento de una estructura mayor que provendría de niveles muy profundos desde el este (“?” en Figura 5.1). Esto implicaría directamente que la región es parte de un gran sistema estructural con vergencia al este. En cambio, otra solución es que tal falla principal tendría su origen desde el centro del Altiplano (ver Discusión, 6.3.).

La única referencia medida fue la aproximación del nivel de despegue del anticlinal de Huaitane calculado en una primera estimación por la presencia de sus ambos flancos. Este nivel, que corresponde al último evento del sector oriental (~3000 m s.n.m.), fue considerado para los pliegues contemporáneos del dominio occidental, que luego se buscó una geometría consistente con sus fallas predecesoras. No obstante, el perfil integrado A1-A3' no está balanceado aunque respeta los datos tomados en la superficie y los distintos espesores encontrados en cada afloramiento.

Como referencia para el cálculo del acortamiento se tomó la base de la Fm. Utayane suponiendo que no ha sufrido erosión. En el dominio occidental, el acortamiento mínimo generado por las estructuras es de 1.51 km que equivale a un 15.5%; mientras que en el dominio oriental, el acortamiento mínimo es de un 0.62 km, correspondiente a un 4.1%. El mínimo acortamiento total de la región de Cariquima, originado por ambos dominios, es de 2.13 km, equivalente a un 3.4%.

6. DISCUSIÓN

6.1. Evolución Depositacional y Tectónica de la Región de Cariquima

La región de Cariquima corresponde a una zona en la cuál afloran rocas cenozoicas que han sido fuertemente afectadas por un sistema compresivo. La presencia de estrato sintectónicos en las formaciones Chojña Chaya y Condoriri, permiten asociar, en una primera estimación, esta actividad contraccional al Neógeno.

Evolución durante el Oligoceno

El miembro inferior de la Fm. Churicollo, junto con las rocas más antiguas, constituyen un paquete piroclástico con espesores de centenas de metros que probablemente se depositaron en un depocentro desarrollado previamente al Oligoceno superior. Las tobas de la Fm. Utayane parecen ser similares con las rocas piroclásticas que la preceden y además el contacto entre ellas es de aparente concordancia. Ambas juntas tienen una potencia mínima de 2400 m.

Esta agrupación de tobas se separa localmente por el miembro superior de la Fm. Churicollo, constituido de 300 m de areniscas azules. No obstante, estos sedimentos no parecen ser tan relevantes dentro de su formación, pues sólo conforman una pequeña intercalación entre las tobas oligocenas. Sin embargo, su poca presencia está dispuesta en ambos dominios estructurales, por lo que es probable que este miembro sedimentario no es más que el producto de la erosión provocada por un previo levantamiento dentro de la región de Cariquima, durante del Oligoceno superior.

Si bien es posible una primera contracción dentro de la zona a comienzos del Oligoceno superior, ésta sería de poca magnitud o de muy corta duración si es que se compara con las deformaciones posteriores. Todo el paquete oligocénico y miocénico inferior de tobas e ignimbritas no muestra o sintectonismo en su registro estratigráfico. Esto sugiere que ambas unidades pueden ser consideradas como una sola secuencia piroclástica depositada en una gran depocentro antes de la larga compresión neógena de la zona, interrumpida por una corta contracción entre el Oligoceno medio y superior.

Evolución durante el Mioceno

Consecuentemente a la depositación de las tobas oligocenas y de la Fm. Utayane, hubo una contracción durante este período que a la vez fue continua. El levantamiento en el oeste de la región de Cariquima se debe a que esta contracción fue tal que provocó un pequeño sistema de faja plegada y corrida hacia el este. La deformación del paquete piroclástico oligocénico al oeste del cerro Cariquima y en los Baños de Puchuldiza se debe a dos grandes fallas ciegas (F1 y F2 en Figura 6.1), o incluso una, que provienen de niveles muy bajos. En el caso que sean dos, esto es válido para suponer que la situada en los Baños de Puchuldiza (F2) haya actuado antes dando origen al miembro sedimentario de la Fm. Churicollo. Es más, un pliegue que es observado bajo el cerro Condoriri puede asociarse con esta falla principal (F2). Esta idea tiene más fuerza aún al ver los perfiles de Ortiz et al. (2008), los cuales muestran un claro aumento de espesor y plegamiento de las formaciones Chojña Chaya y Condoriri bajo el cerro homónimo, interpretándose como estratos de crecimientos. De todas formas, es muy probable que estas fallas principales corten a un basamento no

visto en la zona de edad pre-cenozoica así como en otras zonas del norte de Chile (e.g. García, 1996; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005). En cambio, al este del cerro Cariquima, el nivel de despegue que genera la deformación no es posible asociarla con un nivel regional en este estudio.

La flexura Guanca está asociada principalmente a una falla principal de la zona (F1), la cual levantó las tobas oligocenas al oeste de la región. Lo mismo sucede en los Baños de Puchuldiza, bajo el cerro Condoriri, donde el plegamiento de las unidades es originada por F2 (ver Figura 6.1). Ambos levantamientos al occidente de la región fueron la causa de la posterior erosión de las tobas de la Fm. Utayane y de la generación de dos cuencas de piedemonte independientes hacia el este de cada plegamiento. En aquellas cuencas, se depositaron el resultado de las erosiones en el Mioceno inferior, conformando dos afloramientos locales de la Fm. Chojña Chaya. El aumento de espesores en los estratos hacia el este de esta unidad en la flexura Guanca y bajo el cerro Condoriri, permiten deducir que la contracción que controlaba las fallas principales (F1 y F2) fue continua durante el Mioceno inferior. Por otro lado, algo similar sucede en el anticlinal de Huaitane, donde también se observan estratos de crecimientos y plegados, lo que indicaría la existencia de otra deformación continua durante el mismo período. No obstante, la sedimentación en este dominio fue asociada a un levantamiento causado por otras estructuras principales al este de la región, lo que implicaría la presencia de un tercer afloramiento independiente de la Fm. Chojña Chaya. La edad obtenida de ~23 Ma para un nivel desconocido de la Fm. Utayane y la de ~14 Ma para el techo de la Fm. Condoriri, no permiten restringir adecuadamente el evento de la depositación.

Posteriormente a la depositación de la Fm. Chojña Chaya, una fuerte actividad volcánica explosiva hizo que las ignimbritas de la Fm. Condoriri se dispusieran por encima de las areniscas verdes y de las tobas erosionadas durante el Mioceno medio. En el este de la región, la base de esta unidad se depositó sintectónicamente a medida que se seguían desarrollando los plegamientos de la flexura Guanca y bajo el cerro Condoriri. Sin embargo, hacia el este de ambos pliegues, los niveles posteriores

W

E

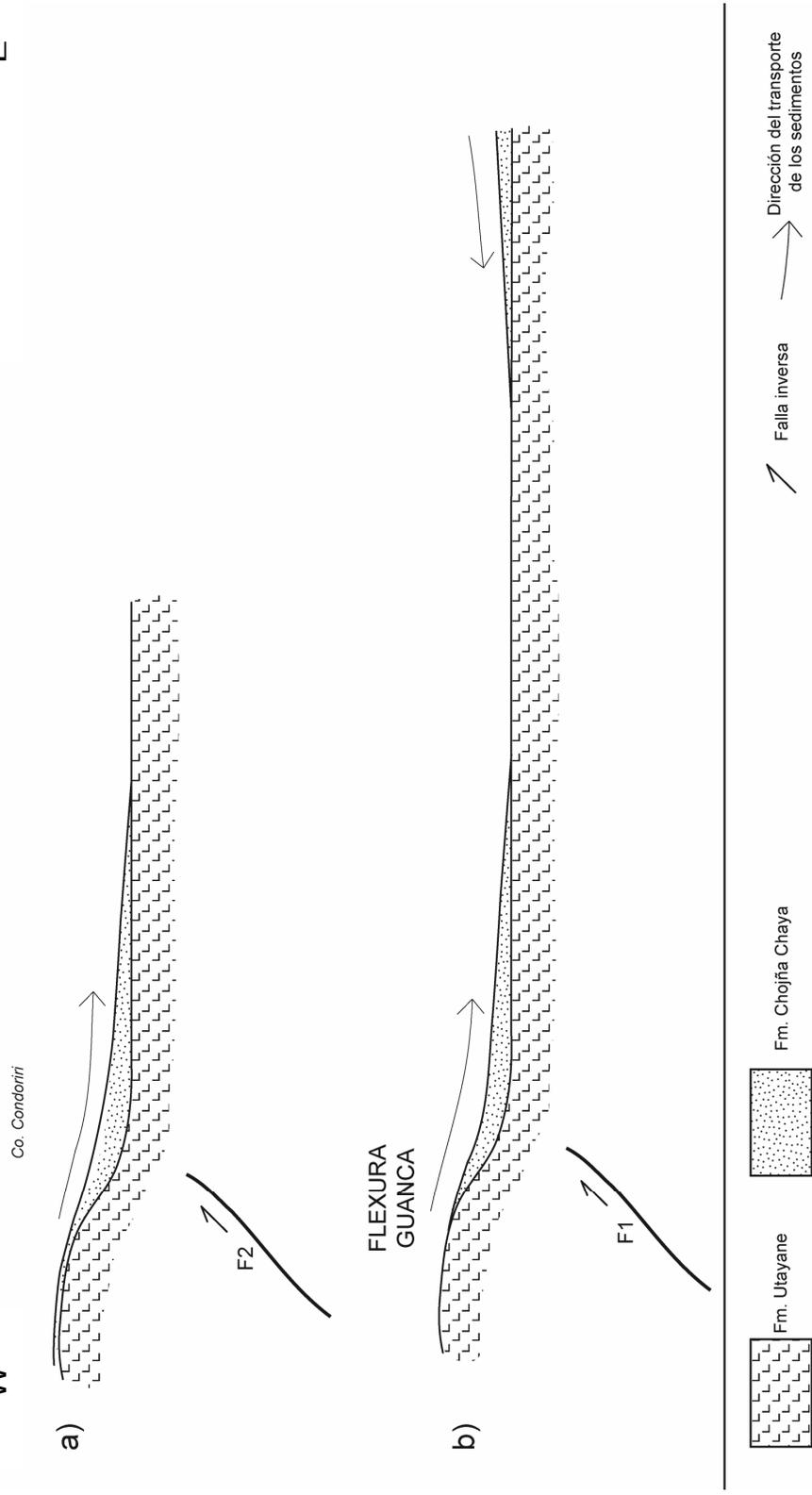


Figura 6.1. Esquema de la evolución geológica de la región de Cariquima durante el Mioceno inferior. a) Esquema en los Baños de Puchuldiza; b) Esquema en el centro de la zona. Notar que la sedimentación de la Fm. Chojña Chaya se depositó en al menos 3 cuencas locales e independientes. Los depósitos en el sector oriental provienen de la erosión de estructuras alzadas no vistas y al este de la región. F1 y F2 corresponden a fallas principales cuyos niveles de despegue provendrían de zonas profundas.

de la Fm. Condoriri se depositaron contemporáneamente mientras se formaban las nuevas flexuras Paica y Queñiza, las cuales se originaron por fallas secundarias (f1 y f2) que nacieron de las principales (Figura 6.2).

Durante esta deformación, los desniveles generados entre las flexuras principales y las secundarias conformaron pequeños depocentros dentro de la misma Fm. Condoriri, donde se depositaron la erosión de los niveles topográficos más altos de sus ignimbritas, intercalándose a la vez con ellas. Esta transportación hacia el este de los sedimentos fue en trayectos cortos, generando la sedimentación de la facies detrítica en los pliegues secundarios. La edad obtenida de una lava que cubre a la Fm. Condoriri en los Baños de Puchuldiza, permite restringir que la deformación provocada por la F2 no ocurrió más allá de los ~12 Ma.

Luego de la depositación de las ignimbrita de la Fm. Condoriri, el régimen contraccional disminuyó su actividad considerablemente, o incluso pudo haber cesado. Una erosión provocada en la región de Cariquima descabezó niveles superiores de la Fm. Condoriri, hasta el punto de borrar niveles topográficos altos generados por la previa deformación. Sobre este evento, otro episodio de fuerte volcanismo ocurrió en la zona: la disposición de lavas, brechas e ignimbritas andesíticas y dacíticas de la Fm. Puchuldiza desde el Mioceno medio hasta el superior, provenientes de distintas fuentes eruptivas. No obstante, la contracción siguió o se reanudó posterior a la depositación de las coladas, manifestándose en nuevas fallas que se originaron de las anteriores. Estas evidencias se observan hacia el este de la quebrada Sajalla, donde el cerro Chulluta fue alzado por algunas fallas menores; así como también en la pampa Taipihuano y al este de la pampa Gualcallani, donde fallas menores cortan y deforman a la Fm. Puchuldiza, respectivamente. No obstante, debido a la gran distribución en el Mioceno no es posible determinar con precisión una edad que acote la deformación de estas nuevas fallas (Figura 6.3).

Al final del Mioceno, en los Baños de Puchuldiza, el relieve alzado por las fallas principal y secundaria sufre una fuerte erosión provocada por agentes aluviales

E

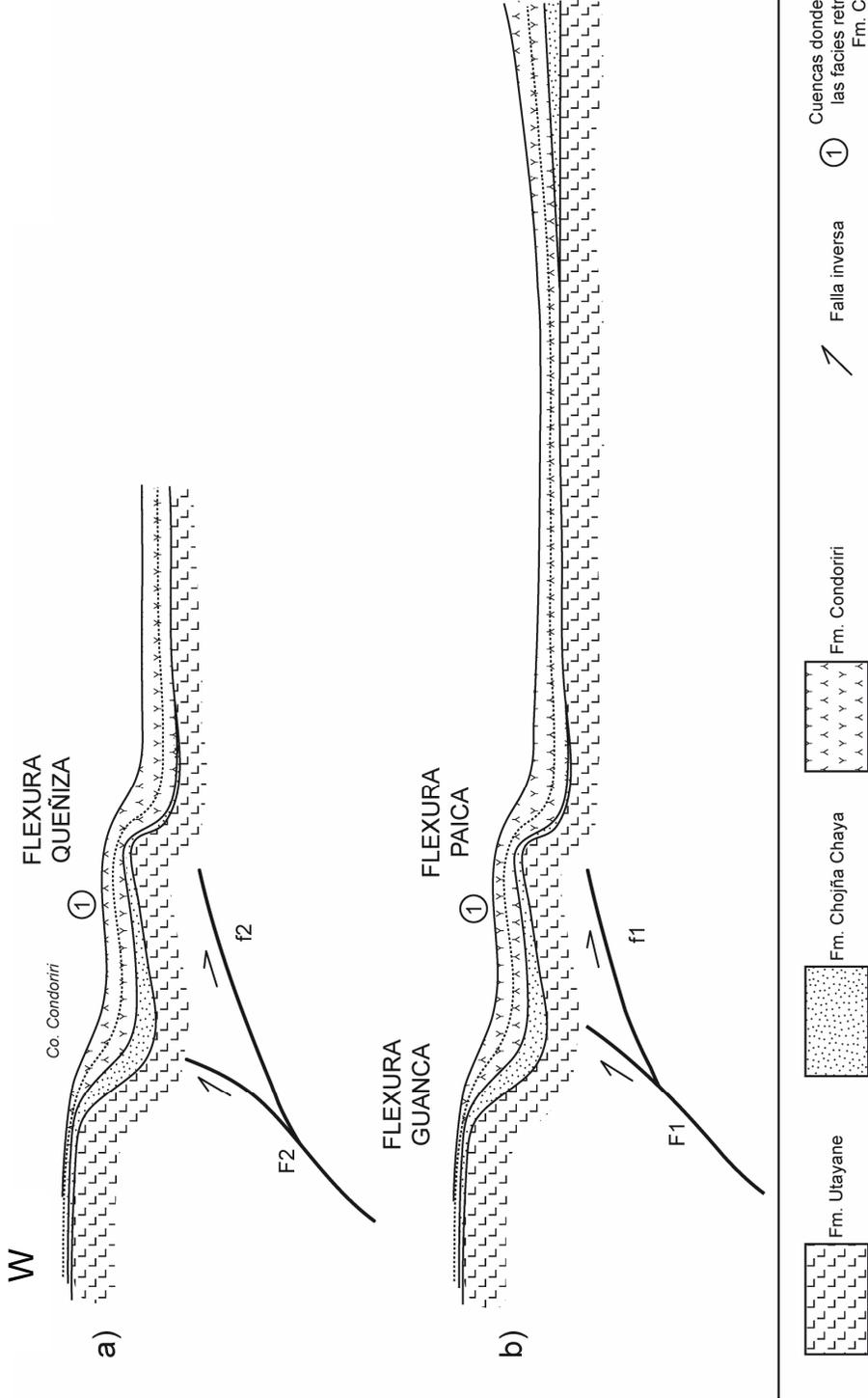


Figura 6.2. Esquema de la evolución geológica de la región de Cariquima durante el Mioceno medio. a) Esquema en los Baños de Puchulidza; b) Esquema en el centro de la zona. En este periodo la deformación de la zona se concentró en las fallas secundarias f1 y f2, y se generaron estratos sintectónicos en la Fm. Condoriri. Entre las flexuras principales se desarrolló la facies detrítica. En sector oriental los estratos sintectónicos fueron desarrollados por estructuras alzadas no vistas y al este de la región.

E

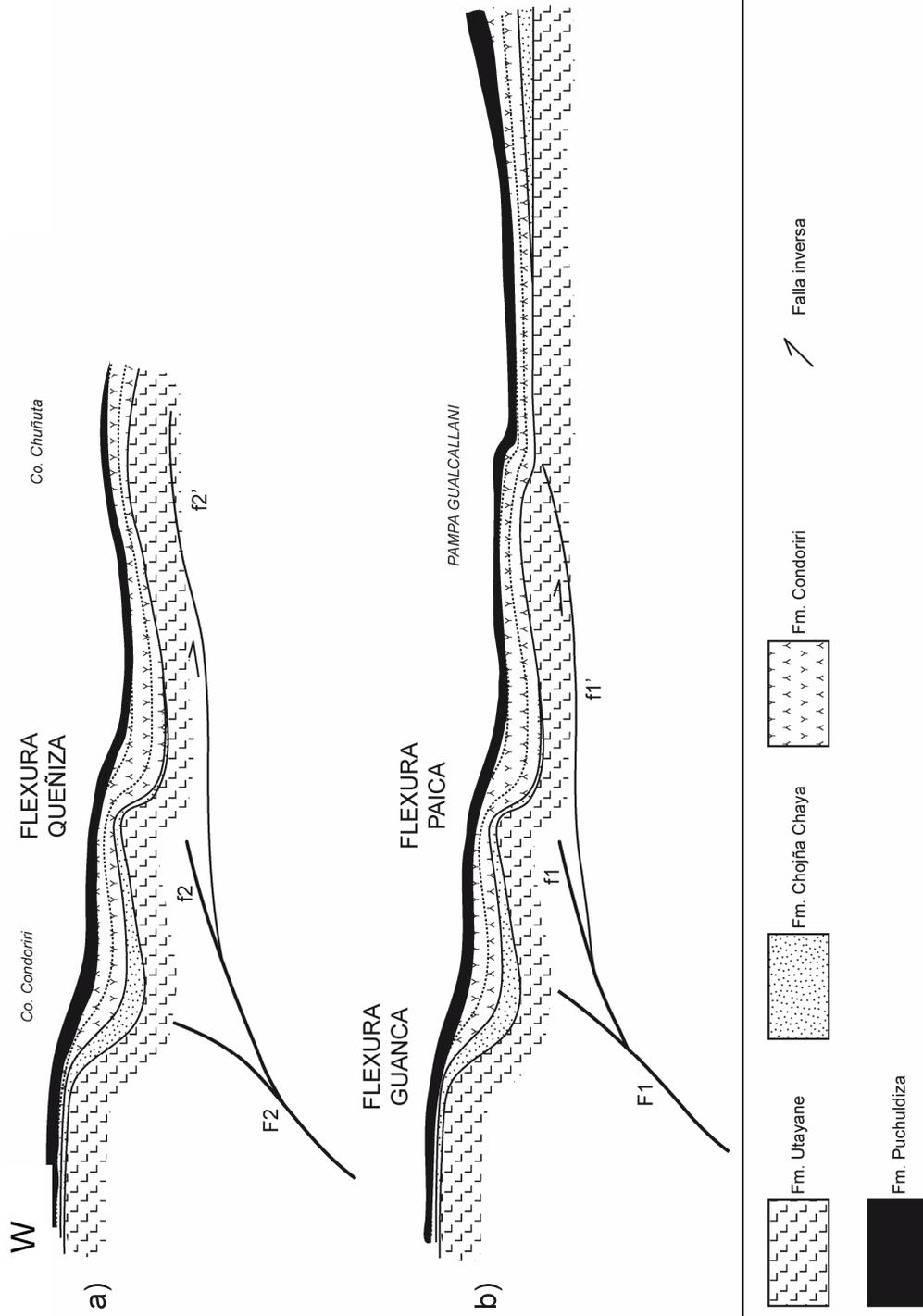


Figura 6.3. Esquema de la evolución geológica de la Región de Cariquima durante el Mioceno medio - superior. a) Esquema en los Baños de Puchuldiza; b) Esquema en el centro de la zona. En este periodo hubo una erosión previa a la deposición de la Fm. Puchuldiza. Las fallas más activas fueron f1' y f2' mientras que las otras no tuvieron mayor desarrollo.

distales, fluviales y laháricos. Los depósitos removidos se transportaron hacia el este de la deformación llevándose en gran medida las lavas dacíticas y andesíticas de la Fm. Puchuldiza, más el nivel superior de las tobas de la Fm. Condoriri. Estos depósitos conformaron la Serie de Mauque. La evidencia de que su base yace deformada en la flexura Queñiza, indica que la contracción estuvo presente poco antes o durante el Plioceno inferior.

Evolución post-Mioceno

La contracción tuvo su cese, o disminuyó casi totalmente aun cuando algunas estructuras presentan actualmente sismicidad (sin saber su cinemática, Figura 6.4). En este período, los niveles posteriores de la Serie de Mauque no siguieron deformándose. Estos depósitos avanzaron hacia el este hasta chocar con el alzado cerro Chulluta (Figura 6.5), cambiando su curso de transportación hacia el norte. Lahsen (1973) definió y correlacionó esta unidad informal con la Fm. Lupe (Lahsen, 1970) que aflora al oeste de los Baños de Puchuldiza, de litología y ambiente depositacional muy similar. Esto sugiere que ambas unidades corresponderían al resultado de la erosión del relieve alzado durante el Mioceno en aquel sector.

Otro evento volcánico sucedió en el Plioceno inferior, los cuales corresponderían a la extrusión de los edificios volcánicos existentes en la zona como el cerro Cariquima y los cerros Toroni, que cubrieron las unidades anteriores además de los eventos contraccionales miocénicos (Figura 6.5). Posteriormente, y hasta hoy, la nula presencia de volcanismo debido al “Gap de Pica” (Wörner et al., 1994), a excepción de los cerros de Quimsachata, ha dejado como últimos eventos a las erosiones glaciales, fluviales y aluviales recientes. De todas formas, es interesante observar que la red de drenaje actual está totalmente controlada por las estructuras contraccionales del Mioceno: entre la pampa Gualcallani y el cerro Cariquima, los ríos tienen un curso S-N, pasando por los sinclinales que son la respuesta de las pequeñas flexuras desarrolladas al final de la compresión; luego, toda la red de drenaje se entrapa dentro de la zona teniendo que confluir hacia el noreste, donde se sitúa el Salar de Coipasa (ver mapa fuera de texto).

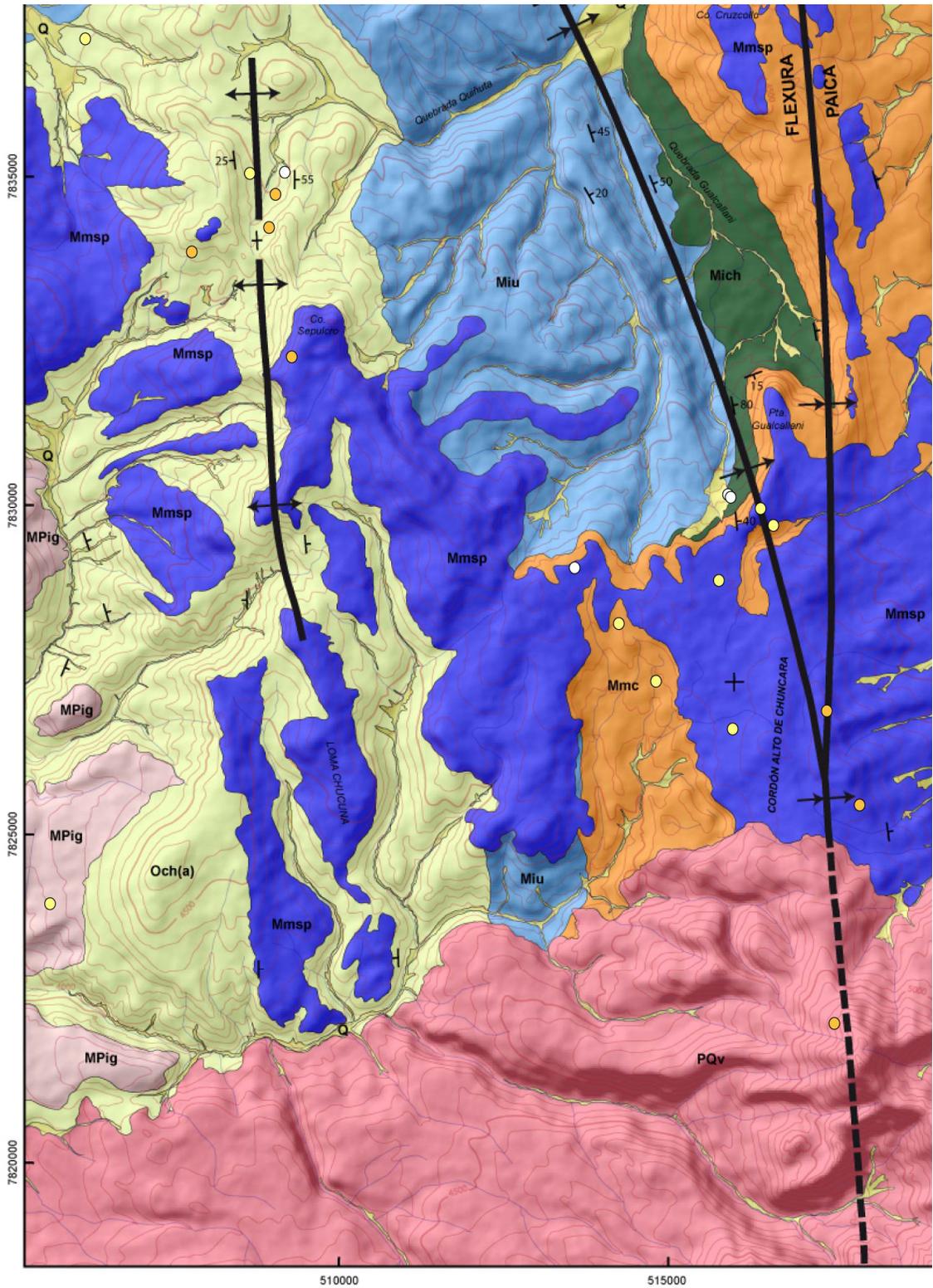


Figura 6.4. Puntos de actividad sísmica en la región de Cariquima. La figura corresponde al extremo suroeste de la región de estudio donde se presenta las flexuras Guanca y Paica en el borde este. En el borde oeste se muestra una estructura con vergencia al este que posiblemente es fuera de secuencia dentro del dominio occidental. Los círculos de colores blancos, amarillos y naranjos son puntos sísmicos superficiales (RPI). La coincidencia de las estructuras con los puntos indica que en la región de Cariquima todavía hay actividad tectónica contraccional. Sin embargo, la cinemática es desconocida. Imagen modificada del mapa fuera de texto.

E

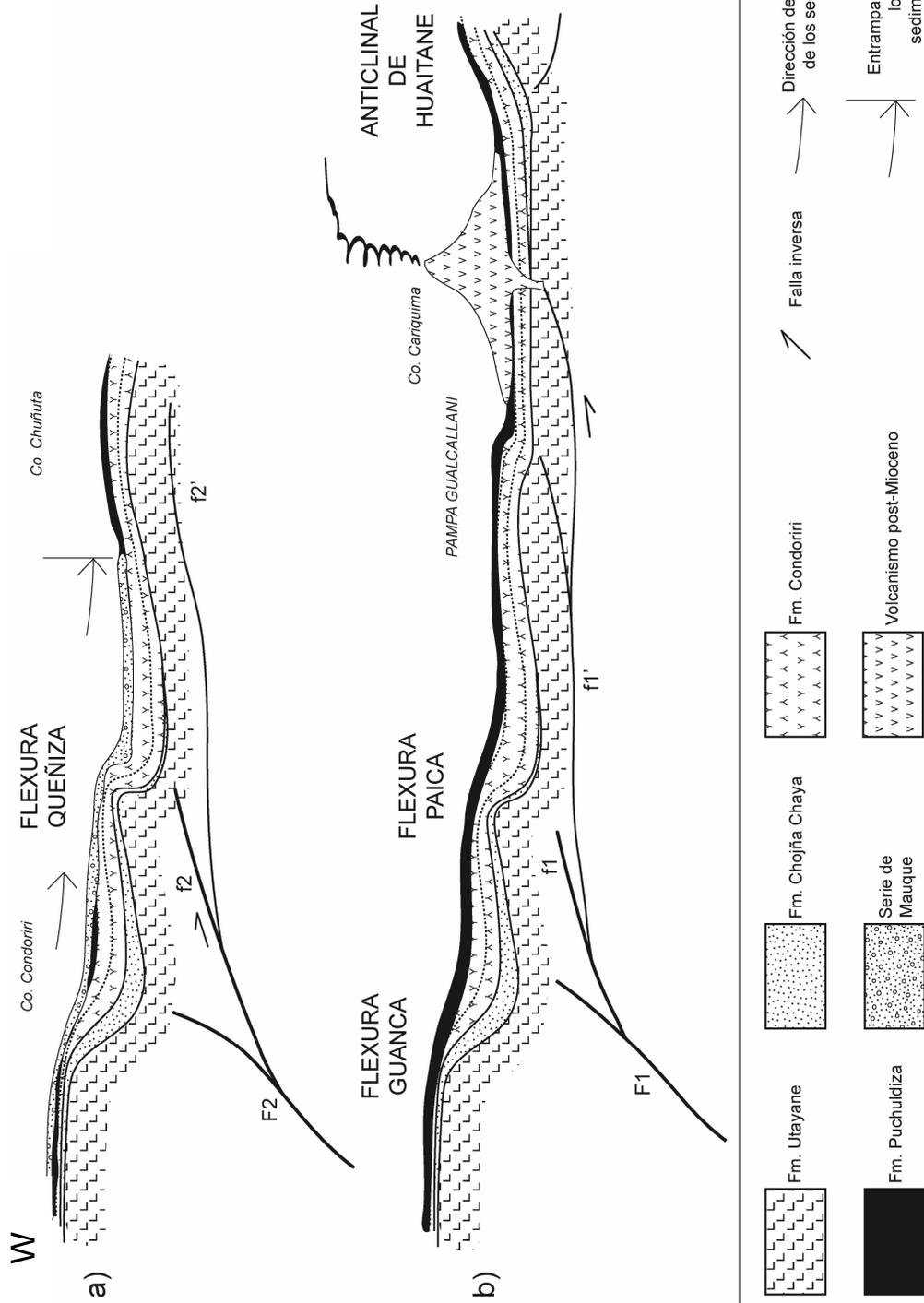


Figura 6.5. Esquema de la evolución geológica de la región de Cariquima durante el Plioceno inferior. a) Esquema en los Baños de Puchuldiza; b) Esquema en el centro de la zona. Durante este periodo hubo una contracción que se evidencia en el plegamiento de la base de la Serie de Mauque en la Flexura Queñiza, y que se apoya en la extrusión del Cerro Cariquima. El anticlinal de Huaitane debió haberse formado después de las coladas de la Fm. Puchuldiza y antes de la extrusión del Cariquima.

6.2. Comparación con la Región de Chucal e Implicancias al ETS

El dominio estructural occidental de la región de Cariquima se conforma de un sistema compresivo el cual presenta estructuras de escama delgada que tienen una vergencia hacia el este. Esto es similar con lo que sucede en la región de Chucal, lugar situado aproximadamente a 90 km al NNW de la zona de este estudio.

Según García (1996), la Fm. Lupica corresponde a una gran unidad piroclástica y sedimentaria que se desarrolló en una cuenca en la XV Región de Chile. En el sector oriente de la Cordillera Occidental, esta unidad se compone de 1500 a 2000 m de ignimbritas riolíticas (García, 2002), que afloran en gruesos paquetes estratificados como ventana de erosión en el anticlinal de Chucal (Charrier et al., 2005). Lo anterior es similar con la Fm. Utayane, que corresponde a una sucesión de ignimbritas riolíticas de centenares de metros de espesor y de edad muy similar (ver Tabla 3.1, 4.1). Ambas formaciones son previas a la deformación neógena y corresponderían a la base de las posteriores depositaciones.

Las formaciones Utayane y Lupica fueron expuestas a la erosión por un levantamiento en el Mioceno inferior. Charrier et al (2005) sugieren que el levantamiento de la Fm. Lupica podría estar asociada a la inversión de una previa falla normal, mientras que en la región de Cariquima se estima que la falla que alzó a la Fm. Utayane tendría un nivel de despegue que provendría de niveles inferiores. No obstante, en las ambas regiones, la contracción generó un paleorelieve tal que se desarrollaron espacios muy locales de acomodamiento para la depositación del producto de la erosión. Estas corresponden a las formaciones Chucal y Chojña Chaya.

Las unidades sedimentarias Chucal y Chojña Chaya ponen en evidencia una deformación continua debido a la existencia en ellos de estratos de crecimiento. Sin embargo, la edad obtenida de ~21 Ma por Riquelme (1998) para el techo de la Fm. Lupica, y la de ~17 Ma obtenida por García (2002) para la base de la Fm. Quebrada Macusa, permiten restringir que este evento compresivo ocurrió durante 4 a 5 millones de años. Esta misma deducción no se puede hacer en la región de Cariquima debido a

la falta de edades radiométricas, aunque es consistente que el mínimo rango estimado (~9 millones de años) es mayor que la acotación hecha en la región de Chucal.

No obstante, la Fm. Chucal corresponde a una secuencia sedimentaria que contiene areniscas verdes y calizas que indican que se desarrolló en grandes paleolagos o cuencas sintectónicas (Charrier et al., 2005); en cambio, la Fm. Chojña Chaya sólo se compone de areniscas y conglomerados que señalan que se originó en locales cuencas de piedemonte, pudiendo sólo correlacionarse con un par de miembros de la Fm. Chucal (W3 y E2; Charrier et al., 2005). De todas maneras, ambas unidades son la manifestación de un evento contraccional en el borde occidental del Altiplano durante el Mioceno inferior.

Un evento de volcanismo explosivo concuerda dentro de ambas regiones durante el Mioceno medio, que se evidencia por las depositaciones de las formaciones Quebrada Macusa y Condoriri. Ambas unidades parecieran ser los mismos depósitos que se distribuyen entre las dos zonas y que posiblemente se extienden, a lo menos, hasta los bordes del Salar de Uyuni. En relación a las estructuras, la Fm. Quebrada Macusa se depositó sintectónicamente mostrando discordancias progresivas en el flanco oriental del anticlinal de Chucal; mientras que dentro la región de Cariquima, la Fm. Condoriri se depositó de la misma forma hacia el este de las flexuras secundarias, en las cuales se concentró el régimen contraccional durante este período.

Sin embargo, en la región de Chucal, edades radiométricas (Charrier et al., 2005) confirman la depositación de la Fm. Quebrada Macusa en el Mioceno superior junto con edificios volcánicos; mientras que en la región de Cariquima desde el Mioceno medio tardío hasta el Mioceno superior se depositó la Fm. Puchuldiza. De todas formas, la Fm. Condoriri se muestra en gran parte erosionada lo que podría indicar que sería más joven. Además, la Ignimbrita Chucal corresponde a una toba soldada del Mioceno superior (11.2 ± 0.5 Ma, Tabla 3.1) que corona las tobas riolíticas de la Fm. Quebrada Macusa (Riquelme, 1998) y que se puede correlacionar con las tobas que yacen sobre las dacitas vítreas de la Fm. Puchuldiza. Asimismo, los depósitos de la Fm. Puchuldiza dentro de la región de Cariquima resultan ser más complejos de lo

que se estima dada sus distintas facies encontradas y su amplio rango de edad. Es probable que se intercalen con las tobas riolíticas de la Fm. Condoriri. Esto sugiere que las formaciones Condoriri y Puchuldiza podrían haber sido contemporáneas, siendo más joven la primera, y que dentro de la región de Cariquima ellas se engranan. Esta idea no tiene más fundamentos dada las escasas y locales edades obtenidas en la zona.

De todas maneras, la posterior extrusión de lavas de la Fm. Puchuldiza, y de los edificios volcánicos en región de Chucal, fueron el material principal para los conglomerados oscuros de la Serie de Mauque y de la Fm. Lauca, respectivamente. Ambas unidades contemporáneas también se depositaron al este de la deformación. Es más, que sus bases se encuentren deformadas señalan que hubo un tercer evento contraccional durante el Mioceno superior tardío y el Plioceno inferior en ambas regiones.

No obstante, existen algunas diferencias entre ambas zonas que bordean el Altiplano chileno. La región de Cariquima se sitúa en el "Gap de Pica", donde hay ausencia de volcanismo después del Plioceno inferior; mientras que inmediatamente al este de la región de Chucal, se observan edificios volcánicos del arco actual. En Chucal, la deformación del ETS se concentró en el anticlinal homónimo con una longitud de onda de 6 km, y principalmente en la falla fuera de secuencia Jaropilla (Riquelme, 1998); mientras que en Cariquima, la deformación del ETS se concentró progresivamente en la evolución de las pequeñas fajas plegadas y corridas, cuya estructura mayor tienen una longitud de onda de 13 km.

A priori, mediante interpretación de imágenes satelitales, es posible inferir otras estructuras con vergencia este que bordean el Altiplano chileno entre ambas regiones (Figura 6.5.). Incluso estas estructuras conectarían el dominio estructural occidental de la región de Cariquima, con las estructuras de la región de Chucal. Esto implicaría que el ETS es un sistema contraccional originado principalmente durante el Neógeno que se extiende, a lo menos, desde Chucal hasta el poblado de Cariquima. Incluso la prolongación de la conjunción entre las flexuras Guanca y Paica hacia el sur (poblado

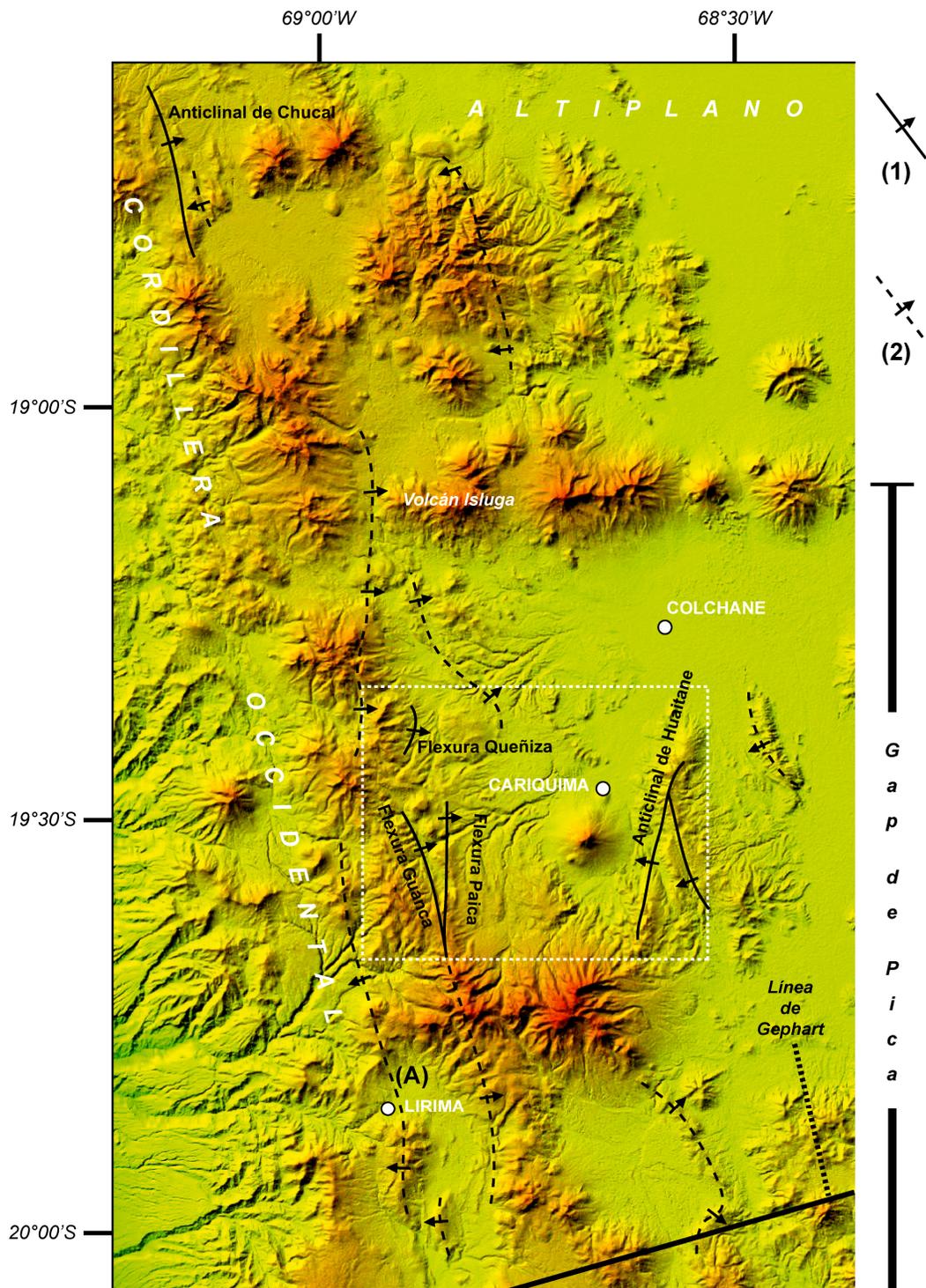


Figura 6.6. Estructuras en el borde occidental del Altiplano entre Chucal y Cariquima. La Región de Cariquima corresponde al recuadro blanco punteado. (1) Estructuras observadas. La flecha indica su vergencia; (2) Estructuras inferidas de imágenes satelitales y Google Earth. La flecha indica su vergencia.

de Lirima) muestran estructuras que tendrían vergencia hacia al este. Por otro lado, el dominio estructural oriental de la zona de estudio muestra una vergencia opuesta que ocurrió contemporáneamente al dominio occidental. Sin embargo, a la misma longitud del anticlinal de Huaitane e inmediatamente detrás de los cerros de Toroni, se observan estructuras que se interpretan como anticlinales que vergieron hacia el este durante el Mioceno. Por otro lado, los manteos inferidos al suroeste de la región de Cariquima corresponden a un flanco dorsal de un anticlinal con vergencia hacia el oeste que se prolonga e infiere desde el poblado de Lirima ((**A**) en Figura 6.6). Esto último indicaría que el ETS es un sistema más complejo de lo estimado. Sin embargo, este anticlinal podría ser el retrocorrimiento del pliegue que contiene a la flexura Guanca.

Este mayor número de estructuras del ETS en la zona de estudio e inmediatamente hacia el sur, en comparación con la región de Chucal, es posible relacionarla dentro del contexto de los Andes Centrales Altiplánicos: la región de Cariquima está muy próxima al norte de la Línea de Gephart (1994), la cual indica el mayor acortamiento del orógeno andino. Ahí se desarrollan una mayor cantidad de estructuras, además de orientarlas en un sentido NNW-SSE. Sin embargo, las estructuras interpretadas con vergencia al oeste hacia el oriente de la región de Chucal, más el dominio oriental de este estudio, podrían indicar que la existencia de otro sistema compresivo que viene desde el centro del Altiplano y que chocaría contra el ETS en las cercanías de la frontera Chile-Bolivia.

Si bien la ausencia de volcanismo debido al *Gap de Pica* ha permitido una mayor observación de estructuras, ésta se contrarresta con la erosión de los salares altiplánicos. No obstante, se han encontrado estructuras del Mioceno en el Salar de Uyuni (Tibaldi et al., 2009). De todas formas, independientes del número de sistemas compresivos y de sus vergencias, al menos se puede concluir que hubo un gran desarrollo de estructuras de escama delgada durante el Neógeno en el borde occidental del Altiplano.

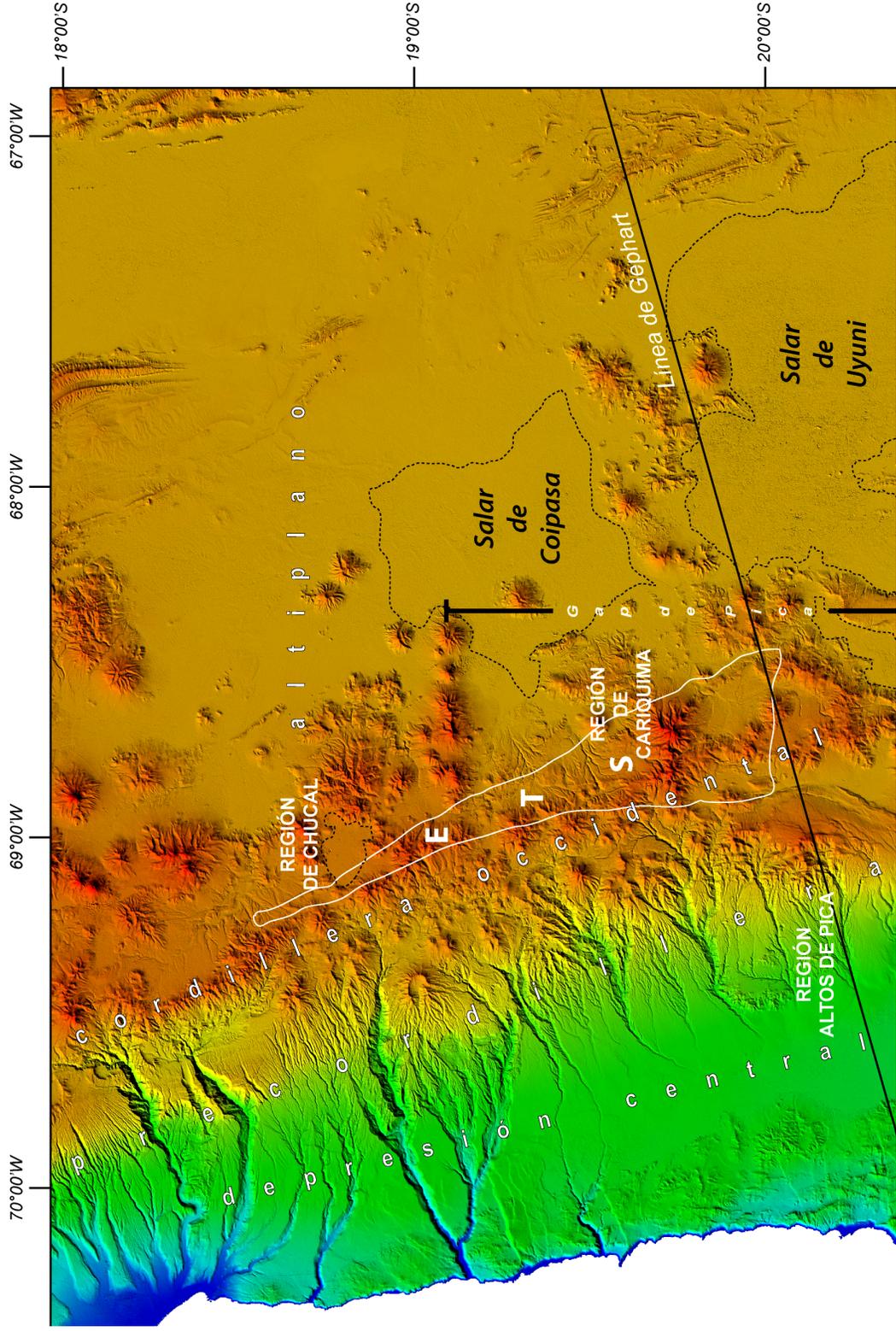


Figura 6.7. Zona del ETS en el borde occidental del Altiplano. La zona delimitada con línea blanca corresponde a la mínima zona donde se han desarrollado estructuras con vergencia este. Notar el engrosamiento de la zona debido al mayor número de estructuras a medida que se acerca a la Línea de Geophart (1994), y de la erosión de ellas que han provocado los salares altiplánicos.

6.3. Implicancias de la Región de Chucal y el ETS al Flanco Occidental de los Andes Centrales Altiplánicos

Las regiones I y XV del norte de Chile se sitúan dentro del contexto del Oroclino Boliviano, conformando su flanco occidental. La reconfiguración de las placas tectónicas a los ~26 Ma y la nueva cinemática de convergencia que adoptaron hasta disminuir a los aproximadamente 12 Ma, coincide con la existencia de las fases contraccionales que afectaron la morfología del norte de Chile. Estos sistemas corresponden al WTS en la Precordillera y Depresión Central, y al ETS en el borde occidental del Altiplano, ambos contemporáneos entre sí.

En el antearco actual, el desarrollo durante el Mioceno de estructuras contraccionales del WTS en las regiones Belén, Camiña, Aroma y Altos de Pica, entre otras, fueron las responsables de generar el levantamiento inclinado de la Precordillera y a la vez del desarrollo de la estratigrafía neógena. La historia de cada región es similar: un erosionado basamento pre-cenozoico el cual recibía depósitos oligoneógenos mientras se deformaba por fallas de alto ángulo provenientes de niveles profundos desde el este. Los depósitos del miembro 1 de la Fm. Altos de Pica y de las formaciones Azapa, constituirían una sola gran unidad sedimentaria que sería la evidencia de la erosión producto del inicio del levantamiento occidental andino, en el Oligoceno superior (Naranjo & Paskoff, 1984). El continuo alzamiento ocasionó la estratificación sintectónica e intercalada entre ignimbritas y sedimentos continentales (e.g. formaciones Altos de Pica, Joracane, Huaylas y El Diablo), los cuales estos últimos no son más que el producto de la erosión de las rocas piroclásticas.

Lo que sucedió inmediatamente detrás del arco miocénico fue el desarrollo del ETS. A diferencia de una deformación de escama gruesa como del WTS, en este lugar las estructuras deformaron la cobertura y con un bajo ángulo. No obstante, este sistema tuvo que tener asociada una falla principal y mayor que proviniera de niveles muy profundos. El *Quebrada Blanca Bright Spot* (QBBS; ANCORP, 2003) corresponde a una estructura observada de reflectores sísmicos a los 21° de latitud y a 100 km al sur de la región de Cariquima (situada en la corteza de la Precordillera, bajo 20-30 km

del nivel del mar). Esta estructura es interpretada como una zona de fusión parcial donde habría decoplamiento de la corteza al igual que el *Altiplano Low Velocity Zone* (ALVZ; Yuan et al., 2000). Nelson et al (1996), en base a una observación similar bajo el plateau del Tibet, sugieren que tal oroclino sería formado por un nivel de despegue ocasionado por el decoplamiento de la corteza, que se asocia a una zona de fusión parcial. Considerando estas ideas, es posible hacer una analogía con el plateau andino, indicando que el QBBS sería la posible zona dentro de la corteza, y a distintas latitudes, de la cual nacerían prolongadamente las fallas principales del ETS. Victor et al. (2004) y Farías et al. (2005) sugieren que el WTS en las regiones Altos de Pica y Aroma, respectivamente, tendrían su origen de esta misma estructura. Por lo tanto, este sistema junto con el ETS nacerían de un mismo punto (QBBS, **(B)** en la Figura 6.8) y serían responsables de alzar estructuralmente la Cordillera Occidental como un bloque *pop-up* durante el Mioceno. Este alzamiento es asimétrico y es que le da el carácter *monoclinal* al flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos (ver Figura 6.8). El levantamiento estructural de la Cordillera Occidental se le ha asignado como el Cordón de Chapiquiña-Belén en la XV Región (Charrier et al., 2000), y que se prolonga a latitudes mayores de este estudio.

No obstante, el acortamiento asociado a estos modelos estructurales no supera los 20 km (Victor et al., 2004), lo cual no puede explicar el alto espesor cortical de la Cordillera Occidental (>60 km, Tassara et al., 2006). Tassara (2005) sugiere un movimiento de material dúctil, que corresponde a la corteza inferior, por debajo del ALVZ, que provendría desde el este y que compensaría el alto grosor debajo del Altiplano y de la Cordillera Occidental. De esta forma, así como el ALVZ es interpretada como una zona reológica de despegue para el acortamiento de la corteza superior del Altiplano (Yuan et al., 2000), es posible sugerir que el QBBS correspondería a otra zona de decoplamiento bajo el flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos donde se facilitarían el desarrollo del WTS y del ETS hacia la superficie. No obstante, la longitud de la falla que conecta el QBBS con el ETS es demasiado larga como para poder generar un acortamiento horizontal no mayor a 3 km en la región de Cariquima. Esto sugiere que debajo del ETS debe haber una

arquitectura tectónica o configuración estructural que compense el déficit de acortamiento no desarrollado en la superficie.

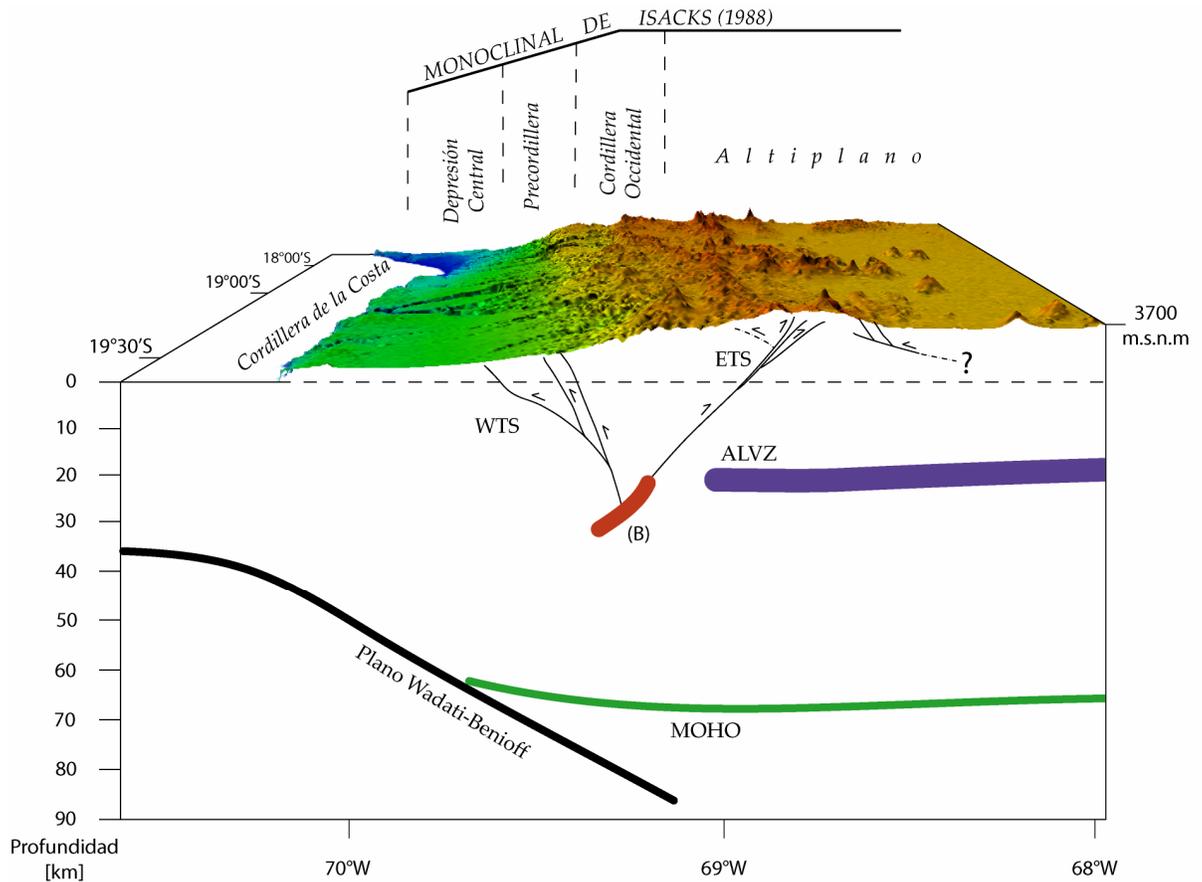


Figura 6.8. Configuración del WTS y ETS en la corteza superior. Ambos sistemas nacerían de la prolongación del QBBS hacia los 19°30'S (B), desarrollando sus estructuras hacia la superficie. La vergencia opuesta de ellos sería responsable de alzar la Cordillera Occidental como un bloque *pop-up*, además de darle el carácter monoclin al flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos. ALVZ: *Altiplano Low Velocity Zone*. Las disposiciones del plano Wadati-Benioff, ALVZ y MOHO se basan en las tomografías interpretadas por ANCORP (2003), y la configuración del WTS bajo la superficie está basada en Victor et al. (2004).

Si bien, el alzamiento generado por el ETS no sería de gran magnitud que el creado por el WTS, su desarrollo ocasionó una similar historia neógena como en la Precordillera: ignimbritas intercaladas de sedimentos continentales con presencia, dentro de algunas unidades, de estratos sintectónicos. No obstante, no hay un basamento observado aunque las fallas principales del ETS, al provenir del QBBS, deberían cortar en algún nivel de profundidad a rocas cretácicas o paleozoicas. De

todas formas, los eventos depositacionales asociados por ambos sistemas tectónicos parecieron ser los mismos que se desarrollaron en cada flanco del Cordón de Chapiquiña-Belén durante el Mioceno:

- El inicio del levantamiento de la Precordillera en el Oligoceno superior se evidencia por la migración sedimentaria hacia el este del cordón por las formaciones Azapa, y por el miembro 1 de las formaciones Altos de Pica y Latagualla. Estos depósitos se relacionan con el comienzo de las fallas Moquella y Aroma, además de las presentes en la región Altos de Pica (Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005). Hacia el oeste del cordón no hay evidencias que marquen un alzamiento contemporáneo, aunque la presencia del miembro sedimentario de la Fm. Churicollo, en ambos dominios estructurales de la Región de Cariquima, podría indicar lo contrario.
- La depositación del miembro 2 de la Fm. Altos de Pica y la Fm. Oxaya, junto con la Fm. Lupica en las regiones de Belén y Chucal, y la Fm. Utayane en Cariquima, señalan que durante el Mioceno inferior hubo un fuerte volcanismo explosivo. No obstante, en la Cordillera Occidental no hay evidencias de deformación durante este evento.
- En el Mioceno inferior tardío, hubo una contracción general en el norte de Chile que se manifestó en la depositación sintectónica de sedimentos continentales. Hacia el este del cordón, estos corresponden al miembro 3 de la Fm. Altos de Pica, en la I Región; mientras que en la región de Belén son la Fm. Joracane. Esta última unidad esta asociada a la actividad de la falla Cerro Lagunas-Belén-Tignámar (García, 2002). Hacia el este del Cordón Chapiquiña-Belén, la actividad de la falla Jaropilla y el anticlinal de Chucal facilitaron la depositación de la formación homónima; mientras que la actividad de fallas principales en la región de Cariquima (flexura Guanca) facilitaron la disposición de la Fm. Chojña Chaya.

- Durante el Mioceno medio temprano otro evento de volcanismo explosivo ocurrió. En la Precordillera se depositó el miembro 4 de la Fm. Altos de Pica, mientras que en el borde occidental del Altiplano, las formaciones Quebrada Macusa y Condoriri parecen ser una misma ignimbrita que llegó a extenderse, a lo menos, hasta el Salar de Uyuni. Farías et al. (2005) señala una contracción durante este período en la región de Aroma, mientras que hacia el norte se correlaciona con el comienzo del anticlinal de Oxaya. Contemporáneamente a estos eventos, se siguió desarrollando el anticlinal de Chucal, y la deformación en la región de Cariquima se concentró en las flexuras Queñiza y Paica.
- Posteriormente, entre el Mioceno medio y superior, un volcanismo de tipo no explosivo ocurrió en la Cordillera Occidental, a excepción de algunas unidades como la Ignimbrita Guailane. Esto se evidencia en las coladas andesíticas a dacíticas de las formaciones Zapahuira y Puchuldiza, más las unidades informales de las lavas de Sotoca y de Tana, y de otros edificios volcánicos (e.g. cerro Chuquiananta en la región de Chucal). No obstante, estas volcanitas fueron material para la contemporánea erosión y depositación del miembro inferior de la Fm. El Diablo hacia el oeste. Su otro miembro se depositó ya en el Mioceno superior junto con la Fm. Huaylas en la región de Belén. Cada una de éstas son sintectónicas en relación a un evento contraccional entre los 12 y 8 Ma (Charrier et al., 2005; Farías et al., 2005).
- A finales del Mioceno y a comienzos del Plioceno, al oeste del Cordón Chapiquiña-Belén, se depositaron la Fm. Lauca y la Serie de Mauque. Ambas unidades se plegaron en su base durante el Plioceno, que se correlaciona con otro evento contraccional post-Fm. El Diablo (Farías et al., 2005) y con la reactivación de fallas en la región de Belén (Charrier et al., 2005). Si la Fm. El Diablo corresponde a la evidencia de la inclinación del Altiplano (Farías et al., 2005), los depósitos hacia el este de la Fm. Lauca y de la Serie de Mauque podrían ser la evidencia de un fuerte levantamiento final de la Cordillera Occidental durante este periodo.

7. CONCLUSIONES

La región de Cariquima corresponde a una zona situada en el borde occidental del Altiplano, donde se depositaron unidades del Oligo-Neógeno que son las formaciones Churicollo, Utayane, Chojña Chaya, Condoriri, Puchuldiza y la Serie de Mauque. Ellas fueron afectadas por un sistema compresivo principalmente durante el Neógeno, que en ciertos períodos fue continuo y que se evidencia, al menos, en los estratos de crecimientos y las distintas facies de las formaciones Chojña Chaya y Condoriri.

Este sistema compresivo se compone de dos dominios estructurales en la región que se separan por el Cerro Cariquima. El dominio occidental se caracteriza por ser una pequeña faja plegada por propagación y corrida con vergencia hacia el este, donde se encuentran las flexuras Guanca, Paica y Queñiza, además de otras menores. El dominio oriental corresponde, posiblemente, a una secuencia de faja plegada por propagación y corrida con vergencia este, donde yace el anticlinal de Huaitane como último evento de la deformación de esta serie. Ambos dominios se encontrarían bajo el cerro Cariquima definiendo una zona triangular. Una estimación de primer orden indica que el mínimo acortamiento total de la región de Cariquima es de 2.13 km, lo que equivale a un 3.4%.

Al menos, el dominio occidental es muy similar en cuanto al desarrollo estructural y depositacional de la región de Chucal, y que juntos son la evidencia del *East-Vergent Thrust System* (ETS). El ETS provendría de niveles muy profundos (2000-3000 m b.n.m) que corresponde a la prolongación del *Quebrada Blanca Bright Spot* (QBBS), definido por ANCORP (2003), hacia latitudes más bajas. Tal nivel sería una zona de decoplamiento de la corteza que facilitaría el desarrollo de estructuras hacia la superficie.

El ETS es contemporáneo con el *West-Vergent Thrust System* (WTS), situado en la Precordillera. Ambos sistemas se formaron durante el Mioceno y fueron, en gran parte, responsables de la evolución depositacional del antearco andino y del borde occidental del Altiplano señalando una similitud entre las unidades a ambos lados de la Cordillera Occidental.

El WTS y el ETS nacerían de la prolongación del QBBS y juntos alzaron la Cordillera Occidental y dieron la morfología *monoclinal* (Isacks, 1988) al flanco occidental de los Andes Centrales Altiplánicos durante el Mioceno y Plioceno inferior. No obstante, su poco acortamiento no contribuye totalmente al engrosamiento cortical, lo que es necesario un material adicional que compense este espesor y que se movería por debajo del ALVZ y del QBBS. Esto hace definir al WTS y al ETS como dos sistemas que forman parte de la evolución en la corteza superior del orógeno andino.

REFERENCIAS

ANCORP WORKING GROUP. 2003. Seismic imaging of a convergent margin and plateau in the central Andes (Andean Continental Research Project 1996 (ANCORP'96). *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7): doi: 10.1029/2002JB001771.

ARGANDOÑA, R. 1981. Geología del área occidental de Puchuldiza (Cuadrángulo Cerro Socora). CORFO - Comité de Energía Geotérmica, 101 p., Santiago.

ARGANDOÑA, R. 1984. Geología del cuadrangulo Cerro Socora y características generales del área geotermal de Puchuldiza. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

BABY, P., ROCHAT, P., MASCLE, G. & HÉRAIL, G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25: 883–886.

BASEI, M. A. S., CHARRIER, R. & HERVÉ, F. 1996. New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed pre-cambrian units in northern Chile: some geotectonic implications. Third International Symposium on Andean Geodynamics, Saint Malo, France, Abstracts: 763–766.

CHARRIER, R. & VICENTE, J.-C. 1972. Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. Solid Earth Problems Conference, Upper Mantle Project, Buenos Aires, 1970, 2: 451–470.

CHARRIER, R., HÉRAIL, G., FLYNN, J.J., RIQUELME, R., GARCÍA, M., CROFT, D., & WYSS, A.R. 2000. El Cordón Chapiquiña-Belén en el borde occidental del Altiplano chileno: significado paleogeográfico y contexto tectónico regional. *En: 9º Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 1: 763-767.*

CHARRIER, R., CHÁVEZ, A. N., ELGUETA, S., HÉRAIL, G., FLYNN, J. J., CROFTE, D. A., WYSSF, A. R., RIQUELME, R., GARCÍA, M. 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal Anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 35–54.

ERSLEV, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, no. 6: 617-620.

EVERNDEN, J., KRIS, S. & CHERRONI, C. 1977. Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. *Economic Geology*, 72: 1042–1061.

FARÍAS, M. 2003. Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S–19°45'S. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

FARÍAS, M., CHARRIER, R., COMTE, D., MARTINOD, J. & HÉRAIL, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, 24, TC4001. DOI: 10.1029/2004TC001667.

GALLI, C. & DINGMAN, R. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio de aguas subterráneas, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 1:50.000, 3(2–5).

GALLI, C. 1957. Las formaciones geológicas del borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Revista Minerale*s, 12: 14–26.

GARCÍA, M. 1996. Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile). Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

GARCÍA, M. 2002. Evolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (arc et avant-arc des Andes d'Arica, 18°–19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. Tesis (PhD), University Joseph Fourier, Grenoble, France.

GARCÍA, M. & HÉRAIL, G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precoillera of Northern Chile. *Geomorphology*, 65: 279–300.

GEPHART, J. W. 1994. Topography and subduction geometry in the Central Andes: clues to mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6): 12279–12288.

GREGORY-WODZICKI, K. M. 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America Bulletin*, 112(7): 1091-1105.

HARAMBOUR, S. 1990. Geología pre-Cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

ISACKS, B. L. 1988. Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4): 3211-3231.

JICA. 1979. Informe sobre el proyecto de desarrollo de energía geotérmica en el área de Puchuldiza. JICA, CORFO, 109 p., Santiago.

JORDAN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A. & ANDO, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341–361.

KÖTT, A., GAUPP, R. & WÖRNER, G. 1995. Miocene to Recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'–18°40'S/69°30'–69°05'W). *Geologische Rundschau*, 84: 770–780.

LAHSEN, A. 1970. Informe preliminar sobre la geología de Puchuldiza. Estudio para el Desarrollo Geotérmico en el Norte de Chile. CORFO - Comité Geotérmico, 31 p., 2 planos, Santiago. Informe Inédito.

LAHSEN, A. 1973. Geología de Puchuldiza. CORFO, 49 p. Informe Inédito.

LAHSEN, A. 1978. Evaluación de los resultados de la exploración del campo geotérmico de Puchuldiza, I región Tarapacá. CORFO - Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica, 82 p., Santiago. Informe Inédito.

LAHSEN, A. 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth-Science Reviews*, 18: 285–302.

LAHSEN, A., MUNIZAGA, F. 1979. Nuevos antecedentes cronológicos del volcanismo Cenozoico Superior de Los Andes del Norte de Chile, entre los 19°00' y los 22°30' Lat. S. *En: Congreso Geológico Chileno*, 2º, Arica, 6-11 Agosto: F61-F82.

LAMB, S., HOKE, L., KENNAN, L. & DEWEY, J. 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *En: BURG, J. & FORD, M. (Eds.). Orogeny Through Time*. Geological Society, London, Special Publications, 121: 237–264.

MONTECINOS, F. 1963. Observaciones de geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

MONTENEGRO, C. 2008. Actualización de los antecedentes geoquímicos y geofísicos del campo geotérmico de Puchuldiza y su comparación con el área de exploración

geotérmica de Guanacota, Región de Tarapacá. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

MUÑOZ, N. 1988. Estratigrafía y paleontología de la Formación Blanco (Aptiano) y Formación Lauca (Mioceno), 1a región. ENAP, Santiago, 9 p. No publicado.

MUÑOZ, N. 1991. Marco geológico y estratigráfico de un sistema fluviolacustre Paleógeno, Altiplano de Arica, Norte de Chile. Actas VI Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar: 201–204.

MUÑOZ, N. & SEPÚLVEDA, P. 1992. Estructura compresiva con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Revista Geológica de Chile*, 19(2): 241–247.

MUÑOZ, N. & CHARRIER, R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9: 171–181.

MUÑOZ, N., VENEGAS, R. & TÉLLEZ, C. 1988. La Formación La Negra: Nuevos antecedentes estratigráficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. Actas V Congreso Geológico Chileno, Santiago, 1: 238–311.

NARANJO, J. A. & PASKOFF, R. 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°–21°S). Actas IV Congreso Geológico Chileno, 5:149–164.

NELSON, K. D. et al. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results, *Science*, 274: 1684–1688.

ORTIZ, M., ACHURRA, L., CORTÉS, R., FONSECA, A., SILVA, C., VIVALLOS, J. 2008. Estudio Geológico, Geofísico e Hidroquímico del Sector de Puchuldiza.

Exploración Geológica para el fomento de la Energía Geotérmica. Servicio Nacional de Geología y Minería, 168 p, Santiago. Informe Inédito.

PACCI, D., HERVÉ, F., MUNIZAGA, F., KAWASHITA, K. & CORDANI, U. 1980. Acerca de la edad Rb-Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos e Belén, Departamento de Parinacota, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 11: 43–50.

PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6: 233–248.

PARRAGUEZ, G. 1998. Sedimentología y geomorfología productos de la tectónica cenozoica en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región, Tarapacá, Chile. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

PÉREZ, G. 1972. Cuadrángulo Pachica. Escala 1:50.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile, Inédito N° 1356, 100 p. No publicado.

PILGER, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 793–802.

PINTO, L. 1999. Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19°08'–19°27'S (Región de Tarapacá, Chile). Tesis (Memoria de Magíster), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

PINTO, L., HÉRAIL, G. & CHARRIER, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella (19°15'S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1): 19–44.

POLANCO, E., GARDEWEG, M. 2000. Antecedentes preliminares de la estratigrafía volcánica de los Cuadrángulos Pampa Lirima y Cancosa, Altiplano de la I Región, Chile (19°45'-20°00'S y 69°00'-69°30'W). Actas IX Congreso Geológico Chileno,

Simposio Geología y Recursos Minerales de los Andes Centrales, avances del Proyecto Multinacional Andino, MAP, Vol II: 324-328.

RIQUELME, R. 1998. Estratigrafía y deformación de las unidades cenozoicas del borde altiplánico chileno (18°35'–19°00'S / 69°00'–69°30'W). Tesis (Memoria de Magister), Departamento de Geología, Universidad de Chile.

SALAS, R., KAST, R., MONTECINOS, F. & SALAS, I. 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 21.

SEGUEL, J. E. 1991. Informa sobre la Geología del Complejo Volcánico Mamuta-Guaichane. Pre-cordillera de Iquique. I Región. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Proyecto III (Inédito 1599), 38 p.

SUPPE, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 684-721.

TASSARA, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S). *Tectonophysics*, 399: 39-57.

TASSARA, A., GÖTZE, H.-J., SCHMIDT, S., HACKNEY, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 111, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.

TIBALDI, A., CORAZZATO, C., ROVIDA, A. 2009. Miocene–Quaternary structural evolution of the Uyuni–Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*, 471: 114–135.

TOBAR, A., SALAS, I. & KAST, R. 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 19–20.

VICTOR, P. 2000. Die Entwicklung der Altiplano Westflanke und Krustenverdickung in N-Chile (20–21°S). Tesis (PhD), Freie Universität Berlin, Berlin.

VICTOR, P., ONCKEN, O. & GLODNY, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23: TC400. DOI: 10.1029/2003TC001519.

WÖRNER, G., MOORBATH, S., ENTENMANN, J., HARMONS, R. S., DAVIDSON, J.D., LÓPEZ-ESCOBAR, L. 1994. Large geochemical variations along the Andean Arc of northern Chile (17.5-22°S). *En*: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (Eds.). *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin: 77-91.

WÖRNER, G., HAMMERSCHMIDT, K., HENJES-KUNST, F., LEZAUN, J. & WILKE, H. 2000. Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar and Heexposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18–22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile*, 27: 205–240.

YAÑEZ, G., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C. & SELLÉS, D. 2002. The Challenger - Juan Fernández - Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 23–38.

YUAN, X., SOBOLEV, S. V., Kind, R., ONCKEN, O., and Andes Seismology Group. 2000. New constraints on subduction and collision processes in the central Andes from comprehensive observations of P to S converted seismic phases. *Nature*, 408: 958–961.