



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

MODELAMIENTO DE LA DEFORMACIÓN MESO-CENOZOICA EN EL BORDE
OCCIDENTAL DEL ALTIPLANO CHILENO, ÁREA DE SUCA-CAMIÑA (19,3°s)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

FABIAN MARCELO RIQUELME BARRAZA

PROFESOR GUÍA:
MARCELO GARCÍA GODOY

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
LUISA PINTO LINCOÑIR

SANTIAGO DE CHILE
2015

Resumen

Rocas mesozoicas, sedimentarias e ígneas, afloran de manera discontinua a lo largo de la Precordillera del norte de Chile. La extensa cobertura cenozoica ha limitado el análisis de la deformación de estas unidades, y por ello, se desconoce la influencia de la herencia estructural en el desarrollo de la deformación oligocena-miocena en la Precordillera.

Esta Memoria de Título presenta los resultados del modelamiento estructural de la deformación meso-cenozoica en el área de Suca-Camiña, 19,3°S. En esta zona afloran depósitos cretácicos y oligocenos-holocenos. Estas unidades presentan una deformación dividida, según discordancias angulares, en: Episodio 1 (Cretácico Superior bajo), representado por pliegues anticlinales y sinclinales de la Formación Punta Barranco; Episodio 2 (Cretácico Superior alto-Eoceno), representado por la disposición homoclinal hacia el este de la Formación Cerro Empexa; Episodio 3 (Oligoceno-Mioceno), representado por la Flexura Moquella, pliegue monoclinal hacia el oeste, que afecta a todas las unidades del área. Estos eventos son correlacionables con distintas fases tectónicas descritas fuera del área: el Episodio 1 con la Fase Peruana; el Episodio 2 con la Fase Incaica; el Episodio 3 con el evento del Oligoceno tardío al Mioceno tardío. Sin embargo, el amplio rango de edad no permite tener certeza sobre este punto.

El modelamiento *forward* se realizó utilizando el software Move 2011.1. Este considera que una única falla, ciega, con un tip point ubicado inicialmente a c. 4 km de profundidad y un manteo de 60° hacia el este, habría generado la deformación del área desde el Cretácico Inferior durante los distintos episodios, produciendo un alzamiento total de c. 1500m asociado a un acortamiento de c. 400m.

Este modelo *forward* podría aplicarse a otros pliegues de la Precordillera, tales como el Anticlinal Oxaya, la Flexura Humayani y las flexuras de la Quebrada Aroma. Es decir, las fallas ciegas que generaron esta deformación, someras para el Anticlinal Oxaya y la Flexura Humayani, y profundas para las flexuras Humayani y de la Quebrada Aroma, podrían corresponder a fallas inversas de alto ángulo, que han sido reactivadas, en distintos episodios desde el Cretácico Inferior, generando las estructuras asociadas al WTS durante el Oligoceno-Mioceno.

A mis pequeños hermanos,
que sin saberlo siquiera
guiaron mí camino.

Agradecimientos

Agradezco al *Advanced Mining Technology Center* (AMTC), de la Universidad de Chile, por financiar este trabajo de título a través del proyecto Levantamiento geológico de las cartas Cuya y Miñimiñi, realizado para el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

A mi profesor guía, Marcelo García, por la dedicación y paciencia, pero sobre todo por la paciencia.

A los distinguidos miembros de la comisión, Luisa Pinto y César Arriagada, por su ayuda y motivación a lo largo de toda la carrera, incluyendo ésta última etapa.

A Midland Valley por facilitar las licencias del software Move.

A Guillermo Fuentes por su trabajo en la Carta Miñimiñi, este ayudó a complementar la información de esta Memoria.

A Tania y Tuco por la ayuda prestada en terreno.

A los funcionarios del Departamento de Geología por todos los favores concedidos: Blanca, Quilo, Juanito, don Carlos, Vero, entre otros. Sin ellos, Geología no sería lo que es.

A mi familia por ser un constante apoyo y motivación, pero más a mis padres que me enseñaron a perseverar, trabajando día a día.

A mi familia putativa: abuelita, tía Hayde y a Dan. por todos los momentos felices pasados, presentes y futuros.

A mis amigos: Rurik, Salo, Gaby, Churri, Ale, Ñaña, Clau, Robert, Iván, Katy Naranjo, Sebastián Gonzáles, Dani Fuentes, Daniela Maclita Villela, Tito, entre otras estrellas, por hacer casi siempre grato el simple hecho de estar en el Departamento (y algunas varias veces también fuera de él).

A Churchill, donde quiera que estés, por todo el apoyo y cariño.

A todos muchas gracias!

Tabla de Contenido

1.	Introducción.....	1
1.1.	Planteamiento del problema.....	1
1.2.	Hipótesis de trabajo	2
1.3.	Objetivos	2
1.3.1.	General.....	2
1.3.2.	Objetivos Específicos	2
1.4.	Ubicación y vías de acceso.....	3
1.5.	Metodología.....	6
2.	Marco geológico y evolución tectónica	7
3.	Estratigrafía.....	13
4.	Geología estructural	23
4.1.	Geometría de las estructuras	23
4.2.	Evolución de la deformación.....	30
5.	Modelamiento de la deformación	31
5.1.	Metodología.....	31
5.2.	Consideraciones geométricas del modelamiento.....	35
5.2.1.	Flexura Moquilla (Episodio 3)	35
5.2.2.	Homoclinal de la Formación Cerro Empexa (Episodio 2).....	39
5.2.3.	Pliegues en la Formación Punta Barranco (Episodio 1).....	41
5.3.	Modelo evolutivo	42
6.	Discusiones y Conclusiones	47
7.	Bibliografía	49
8.	Anexo.....	53
8.1.	Modelo Beta 1.....	53
8.2.	Modelo Beta 2	56

Índice de tablas

Tabla 1: Dataciones radiométricas de la zona de estudio.....	14
Tabla 2: Resumen del alzamiento y acortamiento generado en cada uno de los modelos.	46

Índice de Figuras

Figura 1: Ubicación y vías de acceso	4
Figura 2: Camino recorrido para acceder a la ladera sur de la Quebrada Cunigua.	5
Figura 3: Mapa de relieve del norte de Chile.....	8
Figura 4: Mapa geológico regional del norte de Chile.....	9
Figura 5: Resumen de las fases tectónicas descritas por Scheuber et al. (1994)	12
Figura 6: Representación esquemática de las unidades litológicas en la zona de estudio	13
Figura 7: Mapa simplificado de la geología de la zona	15
Figura 8: Vista hacia el este de la Quebrada Cunigua	17
Figura 9: Discordancia erosiva y angular entre las formaciones Punta Barranco y Cerro Empexa	18
Figura 10: Discordancia angular entre las formaciones Punta Barranco y Cerro Empexa	19
Figura 11: Vista hacia el norte de la zona de estudio	24
Figura 12: Diagramas estereográficos de los datos de rumbo y manteo del área	25
Figura 13: Perfiles geológicos de las unidades litológicas en la zona de estudio	26
Figura 14: Anticlinal de Suca	28
Figura 15: Flexura Moquella en la ladera sur de la Quebrada Cunigua	29
Figura 16: Caracterización de la zona triangular del método <i>trishear</i>	34
Figura 17: Métodos de deformación fuera de la zona triangular	34
Figura 18: Efecto de la variación de la geometría de falla sobre la deformación en superficie	37
Figura 19: Relación geométrica entre falla de 60° y un nivel de despegue horizontal	37
Figura 20: Efectos de la variación de la profundidad del tip point y el ángulo de falla.....	38
Figura 21: Distintas configuraciones de falla y métodos que generan manteo cercanos a los 10° ..	40
Figura 22: Variación del manteo de la falla para los modelos Norte y Sur durante el Episodio 1 ..	41
Figura 23: Evolución Modelo Norte.	44
Figura 24: Evolución Modelo Sur.	45
Figura 25: Evolución Modelo Beta 1 Norte.....	54
Figura 26: Evolución Modelo Beta 1 Sur.....	55
Figura 27: Evolución Modelo Beta 2 Norte.....	57
Figura 28: Evolución Modelo Beta 2 Sur.	58

1. Introducción

1.1. Planteamiento del problema

En el Altiplano occidental, norte de Chile y sur de Perú, se han identificado distintos episodios de deformación del Mesozoico-Cenozoico, separados por discordancias angulares y erosivas regionales (e.g., Noble et al., 1979; Megard, 1984, 1987; Coira et al., 1982; Scheuber et al., 1994; Noblet et al., 1996; Tomlinson et al., 2001; Charrier et al., 2007). El régimen tectónico se habría mantenido compresivo desde el Cretácico medio hasta la actualidad, aunque con variaciones menores en el grado de deformación (Scheuber et al., 1994, Onckel et al., 2006).

En la Precordillera del norte de Chile, entre los 18 y 21°S, la deformación oligocena-miocena está representada por pliegues y fallas inversas con vergencia oeste, denominados, en su conjunto, *West Vergent Thrust System* (WTS) por Muñoz y Charrier (1996) y también estudiados por otros autores (García y Hérail 2001, 2005; García et al., 2004; Pinto et al., 2004; Victor et al., 2004; Farías et al., 2005; Charrier et al., 2007, 2013; Blanco et al., 2012). Estos estudios han determinado que las fallas contribuyeron al alzamiento del Altiplano desde el Oligoceno. Sin embargo, debido a la extensa cobertura oligocena-holocena, se desconoce en detalle la geología estructural previa al WTS en la Precordillera. Esto ha limitado establecer el rol de la herencia estructural en el desarrollo de este sistema de fallas inversas.

La geología estructural cretácica no está bien estudiada. Al norte de los 18°S, en el sur del Perú, ésta se caracteriza, entre otros episodios, por eventos de deformación del Cretácico Superior y del Eoceno-Oligoceno (Noble et al., 1979; Coira et al., 1982; Megard, 1984). Al sur de los 21°S, las rocas cretácicas también fueron ampliamente deformadas durante períodos similares (e.g. Tomlinson et al., 2001; Blanco et al., 2012). Algunos autores correlacionan estos eventos de deformación y los asocian en Fases tectónicas regionales. La continuidad de la deformación, así como su edad, ha sido tema de discusión, debido a que, tal como

se mencionó anteriormente, no existen estudios acabados de la historia estructural cretácica entre los 18 y 21°S.

Este trabajo busca comprender la relación entre la deformación cretácica y cenozoica en el área de Suca-Camiña, ubicada en los 19,3°S, y establecer la influencia de la herencia estructural en la formación del WTS. En esta área, los mayores rasgos estructurales corresponden a la Flexura Moquella, pliegue monoclinial atribuido a fallas inversas profundas, parte del WTS, y al Anticlinal de Suca, pliegue con charnela orientada c. N-S, un limbo frontal con manteos entre los 40° y 50° al oeste y un limbo trasero con un manteo de c. 10° hacia el este. Sin embargo, el estudio de la geología estructural pre-oligocena ha sido limitado por el difícil acceso a los afloramientos de rocas cretácicas y el gran número de deslizamientos.

1.2. Hipótesis de trabajo

La evolución de la deformación meso-cenozoica del área de Suca-Camiña, en la Precordillera del norte de Chile, estaría representada por diversos tipos de pliegues, que podrían estar controlados por la propagación de una falla inversa regional de alto ángulo, ciega, cuyo tip point puede ser somero o profundo.

1.3. Objetivos

1.3.1. General

Caracterizar la deformación tectónica meso-cenozoica en el borde occidental del Altiplano chileno, área de Suca-Camiña (19,28°S-19,33°S y 69,56°W-69,49°W).

1.3.2. Objetivos Específicos

- i. Establecer la distribución, composición, edad y relaciones de contacto de las unidades litológicas involucradas en la deformación del área de estudio.
- ii. Determinar la geometría, cinemática, edad y distribución de la deformación mezo-cenozoica presente en el área de estudio.
- iii. Realizar un modelamiento forward para analizar la evolución de la deformación.

1.4. Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra al noroeste de la localidad de Camiña, en la región de Tarapacá. Para acceder a la parte sur del área, la Quebrada Camiña, se debe seguir la ruta A-45 (Figura 1), camino que permite utilizar vehículos motorizados. Para acceder a la zona central del área de estudio, las quebradas de Suca y Cunigua, es necesario seguir la ruta A-411, desde la ruta 5 Norte, y avanzar 50 km hacia el este (Figura 1). Luego, se debe caminar, por un antiguo sendero, más de 4 km, hasta la parte sur de la Quebrada Cunigua (Figura 2), punto desde el cual es posible recorrer dichas quebradas.

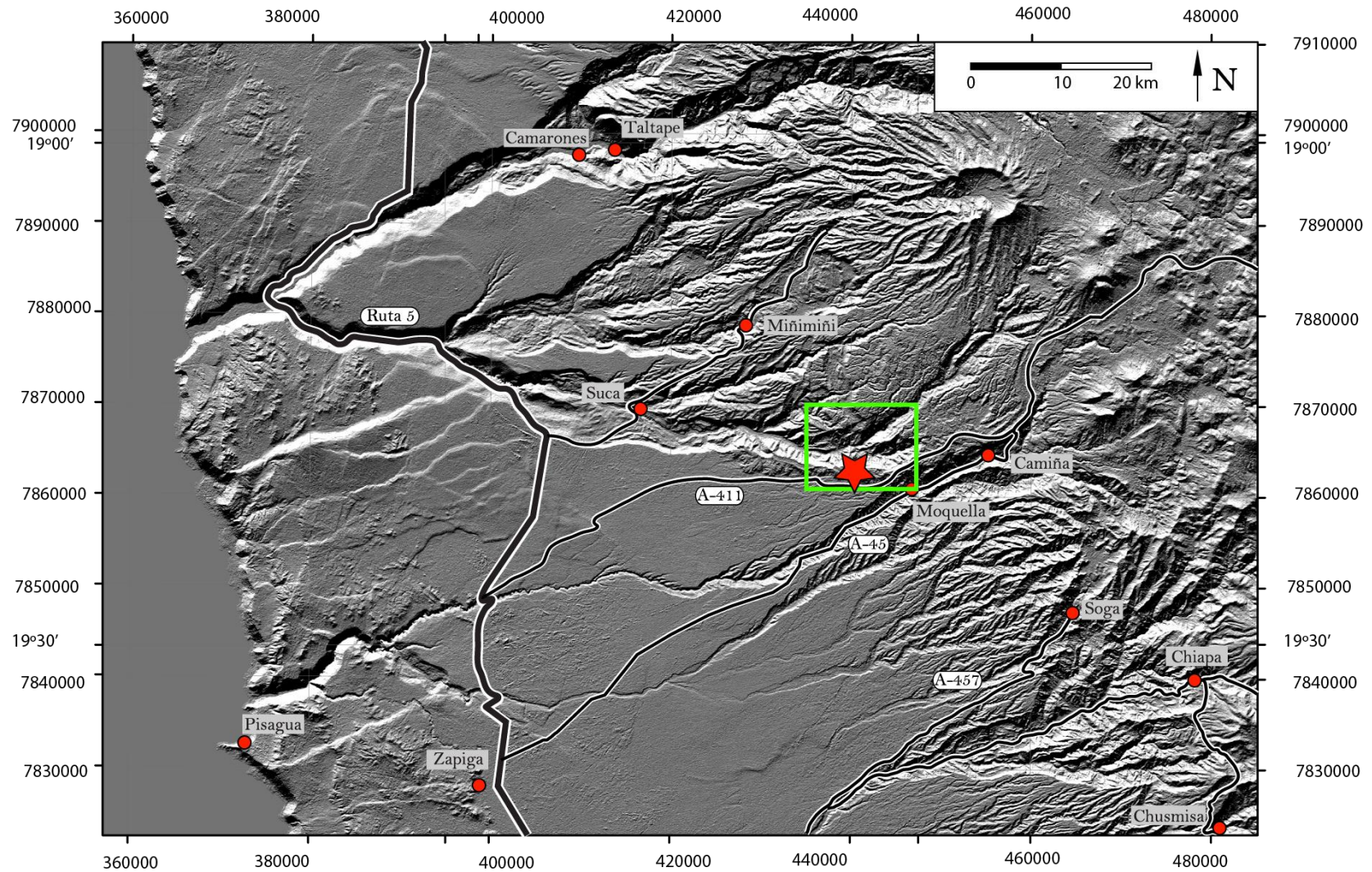


Figura 1: Ubicación y vías de acceso. Mapa de relieve de un modelo de elevación digital (Aster GDEM) del norte de Chile. El recuadro verde delimita la zona de estudio y el área de la Figura 1; la estrella roja muestra el punto desde el cual es necesario caminar (Figura 2). Para acceder a la zona de estudio se deben utilizar las rutas A-411 o A-45, desde la ruta 5 Norte.

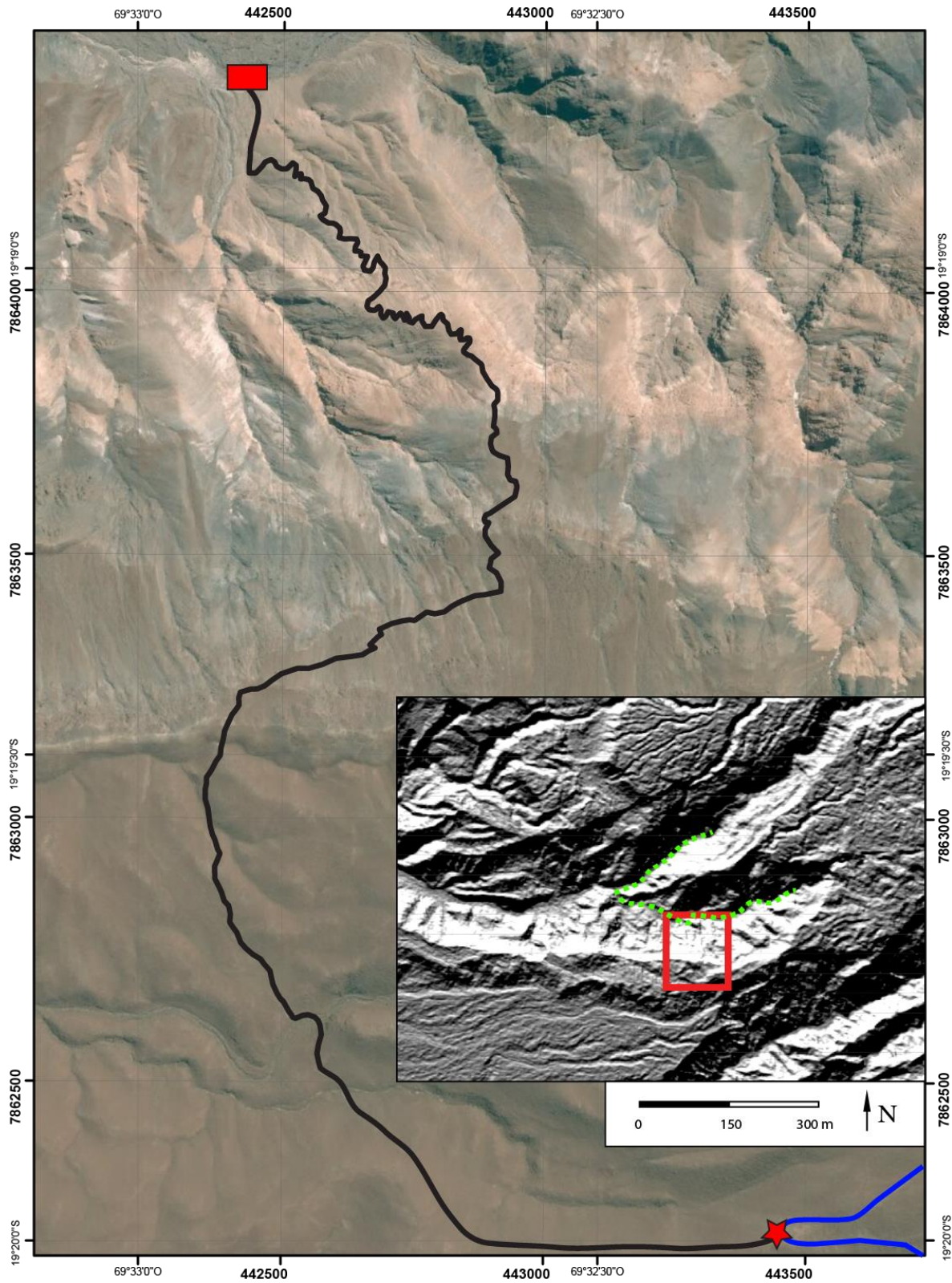


Figura 2: Camino recorrido para acceder a la ladera sur de la Quebrada Cunigua. Desde la intersección de la ruta A-411 con el camino, estrella roja, hasta la Quebrada Cunigua, rectángulo Rojo, es necesario recorrer 4,34 km.

1.5. Metodología

Para el desarrollo de este trabajo y para cumplir con los objetivos específicos se desarrollaron las siguientes actividades:

- Revisión bibliográfica: se enfocó en dos áreas.
 - Geología local: Se estudiaron trabajos de mapeo previos de la zona de estudio con especial énfasis en geología estructural, litologías, relaciones estratigráficas, geocronología y ambientes de deposición.
 - Modelamiento: Se revisaron los distintos métodos de deformación y sus implicancias estructurales, con especial énfasis en pliegues asociados a fallas en superficie y ciegas, confección de secciones balanceadas y las distintas aplicaciones del software Move, de Midland Valley.
- Fotointerpretación: Utilizando datos del satélite ASTER, las imágenes de GoogleEarth y BING de la zona de estudio, se analizaron lineamientos y cambios litológicos.
- Levantamiento geológico: Se realizó una campaña de terreno de 10 días para recopilar datos estructurales, establecer las relaciones estratigráficas, recolectar muestras para estudios petrográficos, geocronológicos (muestras FR-), y confeccionar un mapa geológico de escala 1:30.000. La información fue colectada durante el levantamiento geológico de la Carta Miñimiñi escala 1:100.000 (García et al., 2013), integrada a este, y complementada con información obtenida anteriormente, en el área, por los otros autores de la carta.
- Análisis de los datos de terreno: Utilizando los programas Stereo Net y Arcgis, se estudió la información estructural del área de estudio.
- Modelamiento: Utilizando el software Move, y los datos de los perfiles geológicos, se modeló sistemáticamente la deformación estructural del área. La metodología del modelamiento es detallada en el capítulo 5.1.

2. Marco geológico y evolución tectónica

El norte de Chile, entre los 19 y 21°S, está caracterizado por cuatro morfoestructuras que poseen una orientación NNW-SSE. De occidente a oriente estas son: Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Precordillera (PC) y la Cordillera Occidental (CO) (Figura 3). La CC se caracteriza por poseer un relieve suave y regular que alcanza en promedio los 1.200 m s.n.m. Su extensión E-W varía de manera regular desde los c. 40 km, en la latitud de Iquique, hasta desaparecer en Arica. La DC corresponde a la cuenca de antearco de los Andes Centrales, que está formada por depósitos oligoceno-holocenos dispuestos de manera subhorizontal a levemente inclinados hacia el oeste. Aumenta su altitud desde c. 600 hasta c. 2.200 m s.n.m. desde su límite con la CC hasta la PC. La PC presenta una topografía levemente irregular y posee una elevación promedio de 2.500 m s.n.m., con profundos valles, de orientación E-W, generados durante el Neógeno (García et al., 2011), de c. 1.700 m de profundidad que también cruzan la DC y la CC. Al este de esta morfo-estructura se ubica la CO. Esta presenta una topografía muy irregular y contiene el arco magmático Mioceno-Holoceno (Charrier et al., 2007). Posee una altitud entre los 3.800 y 4.700 m s.n.m. Corresponde a la morfoestructura más oriental del norte de Chile y se extiende, además, por el sur del Perú y el oeste de Bolivia.

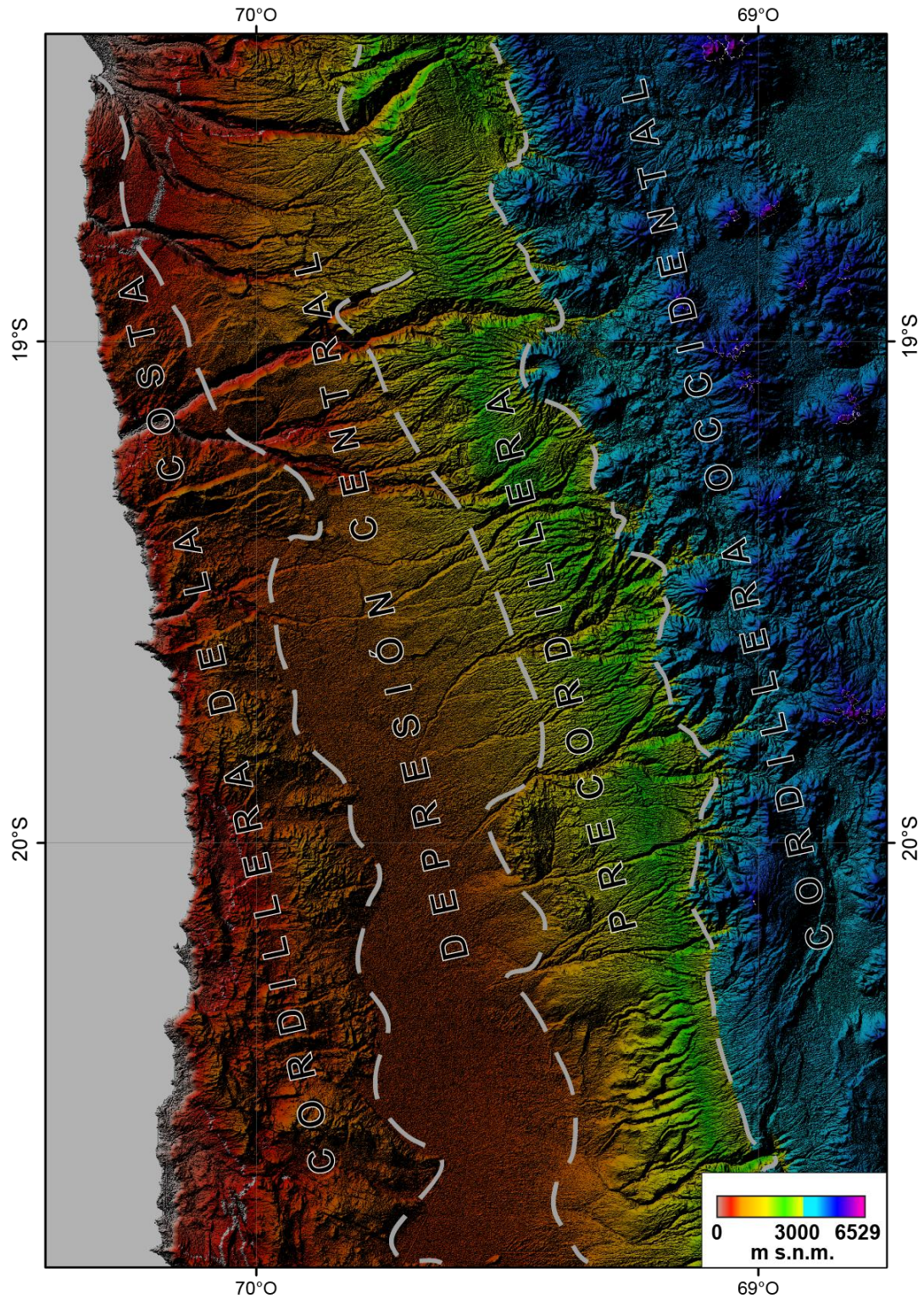


Figura 3: Mapa de relieve del norte de Chile. Este mapa fue realizado a partir del modelo de elevación digital (Aster GDEM) con las principales morfo-estructuras del norte de Chile.

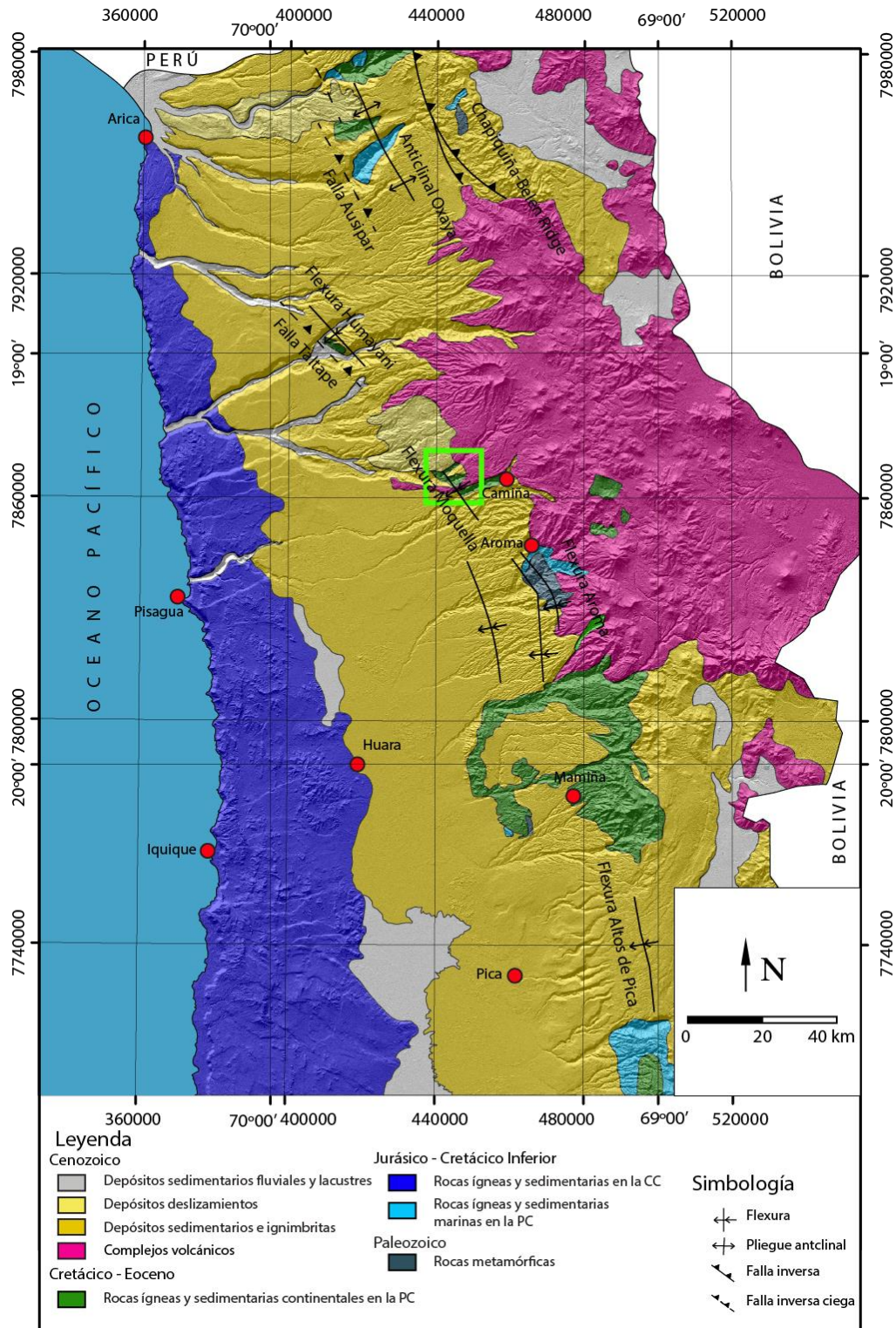


Figura 4: Mapa geológico regional del norte de Chile, sobre un mapa de relieve de un modelo de elevación digital (Aster GDEM), con las principales estructuras asociadas al WTS (basado en Argandoña, 1984; Harambour, 1990; SERNAGEOMIN, 2003; García et al., 2004, 2011, 2012, 2013; Fariás et al., 2005; Blanco et al., 2012; Herrera, 2013). El recuadro verde muestra la zona de estudio.

Las unidades lito-estratigráficas se distribuyen siguiendo la orientación de las morfo-estructuras antes mencionadas (Figura 3, Figura 4). Las unidades más antiguas del norte de Chile corresponden a metasedimentitas del Paleozoico, que afloran en tres sectores de la PC: (i) c. 100 km al norte del área de estudio, al este de Arica (García et al., 2004); (ii) c. 25 km al sur del área de estudio (Harambour, 1990; Farías et al., 2005); (iii) c. 70 km al sur del área de estudio (Blanco et al., 2012). Estas unidades se presentan ampliamente deformadas y subyacen en discordancia angular a rocas mesozoicas y cenozoicas. No hay registros de unidades triásicas entre los 19 y 21°S.

El Jurásico está representado por rocas volcánicas y sedimentarias que se extienden a lo largo de toda la CC (Figura 4; Silva, 1977; García et al., 2004; García y Fuentes, 2012; Blanco et al., 2012) y en algunos sectores de la PC (Figura 4; Harambour, 1990; García et al., 2004, 2013; Farías et al., 2005; Blanco et al., 2012). Estas unidades se encuentran ampliamente deformadas y plegadas y subyacen en discordancia angular a los depósitos cretácicos. Las rocas volcánicas en la CC evidencian la presencia de un arco volcánico altamente productivo asociado al inicio de la subducción durante el Jurásico, mientras que las rocas sedimentarias marinas ubicadas en la PC dan cuenta de una extensa cuenca de trasarco (Charrier et al., 2007; Mpodozis et al., 2008). Esta configuración habría sido producto de un régimen extensional que abarcó todo el Jurásico y parte del Cretácico Inferior (Figura 5; Scheuber et al., 1994).

Las unidades cretácicas corresponden a rocas continentales, sedimentarias y volcánicas, que han sido ampliamente deformadas desde el Cretácico Inferior (Coira et al., 1982; García et al., 2004; Charrier et al., 2007; Blanco et al., 2012). Las unidades que afloran de manera continua en la CC corresponden al Cretácico Inferior (Figura 4; García et al., 2004; García y Fuentes, 2012; Blanco et al., 2012); mientras que los afloramientos de la PC al Cretácico Inferior y Superior (Figura 4; Argandoña et al., 1984; Blanco et al., 2012; García et al., 2013). Las formaciones cretácicas subyacen en discordancia erosiva y angular a las unidades cenozoicas. Los afloramientos de la Precordillera evidenciarían un cambio desde un régimen tectónico predominantemente extensivo, durante el Jurásico-Cretácico Inferior, a

uno predominantemente compresivo, durante el Cretácico Superior-Cenozoico (Figura 5; Scheuber et al., 1994; Onckel et al., 2006; Charrier et al., 2007).

El Cenozoico constituye una extensa cobertura en el norte de Chile. El Eoceno está representado por intrusivos que afloran en algunos sectores de la PC. El resto de las unidades, del Oligoceno-Holoceno, corresponde a depósitos sedimentarios e ignimbritas (Figura 4; García et al., 2004, 2012, 2013; Pinto et al., 2004; Farías et al., 2005; Charrier et al., 2007), distribuidas en la DC, PC, CO, y en algunos sectores de la CC. Según Naranjo y Paskoff (1985) el relleno de la DC es el producto de la erosión del Altiplano, mientras este se alzaba debido a pulsos compresivos del Neógeno (Figura 5; Schueber et al., 1994; Charrier et al., 2012). Durante este proceso la CC actuó como una trampa para los sedimentos generados, impidiendo que estos llegaran al mar. En la PC, desde el Oligoceno, se desarrolló una extensa deformación y distintas estructuras de orientación N-S a NW-SE. Esta deformación (Figura 4).

- I. Anticlinal Oxaya y Falla Ausipar: El Anticlinal Oxaya se ubica c. 18,60°S, posee una extensión de 30 km de ancho y 50 km de largo. Fue generado por la actividad de la Falla Ausipar, estructura de alto ángulo y vergencia oeste que se horizontaliza cerca de la superficie pero que no aflora (García et al., 2004). Esta estructura generó un acortamiento de c. 100m y posee un rechazo cercano a los 850 m (García y Hérail, 2001, 2005; García et al., 2004). Esta falla pone en contacto rocas del Cretácico Inferior alto y el Oligoceno Inferior (García et al., 2004).
- II. Flexura Humayani y Falla Taltape: La Flexura Humayani, pliegue monoclinial con manteo hacia el oeste, se ubica en la Quebrada Camarones, c. 18.91°S, y se prolonga al norte y al sur de esta. Fue generada por la Falla Taltape, estructura de alto ángulo con un manteo de 50 a 60° al este. Esta falla pone en contacto rocas del Cretácico Inferior alto y el Oligoceno Inferior (García et al., 2004).
- III. Flexura Moquilla: Corresponde a un pliegue monoclinial con manteo al oeste, aflora en las quebradas de Suca, Cunigua y Camiña, c. 19,30°S, es decir en la zona de estudio. Posee una orientación N30°W, se extiende por c.

13 km y está compuesta por estratos oligocenos-miocenos que sobreyacen en onlap a rocas cretácicas. Según Pinto et al. (2004), esta deformación estuvo activa durante el Mioceno, entre los 25 y 8 Ma, y su génesis es interpretada como la propagación de una falla inversa de vergencia oeste.

- IV. Flexuras Quebrada Aroma: Corresponden a tres pliegues monoclinales, con manteos al oeste, ubicados en la Quebrada Aroma, c. 19°38'S, documentados por Farías et al. (2005). De oeste a este, corresponden a las flexuras Calacala, Aroma y Soga. Poseen una extensión de 4, 1 y 0,8 km, respectivamente. Farías et al. (2005) atribuye esta deformación a fallas inversas, ciegas, con vergencia oeste.

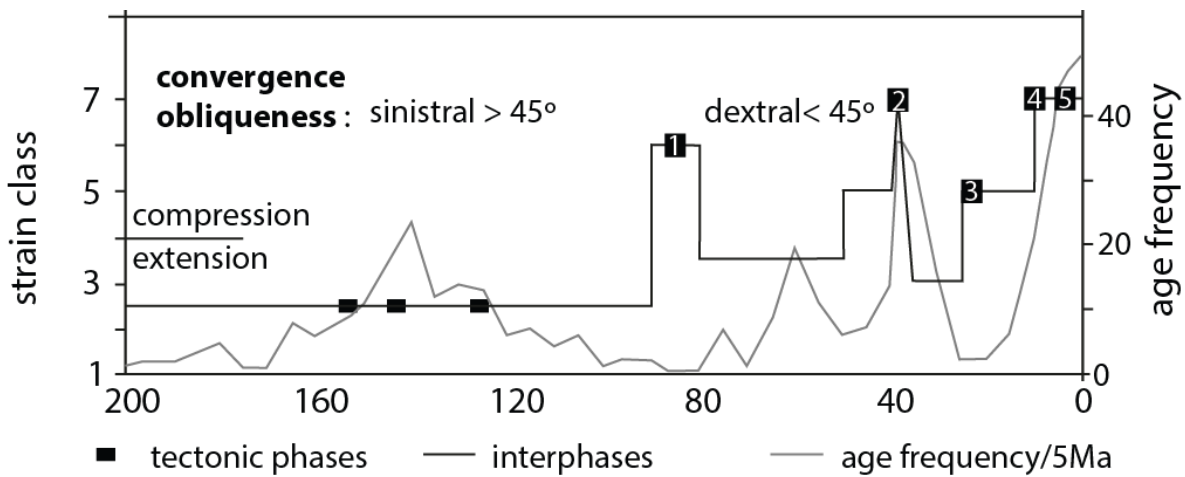


Figura 5: Resumen de las fases tectónicas descritas por Scheuber et al. (1994). 1) Fase Peruana; 2) Fase Incaica; 3) Oligoceno tardío – Mioceno tardío; 4) Fase Quechua; 5) Fase Diaguita. Extraído y modificado de Scheuber et al. (1994).

3. Estratigrafía

En la zona de estudio afloran rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas que abarcan en edad desde el Cretácico al Holoceno. Los nombres y posición estratigráfica de las formaciones está representada de manera esquemática en la Figura 6, mientras que su distribución en la Figura 7 (ver mapa fuera de texto para mayor detalle). Las edades radiométricas del área están resumidas en la Tabla 1. Para la descripción de las unidades del área de estudio se utilizó la notación de la Carta Miñimiñi (García et al., 2013).

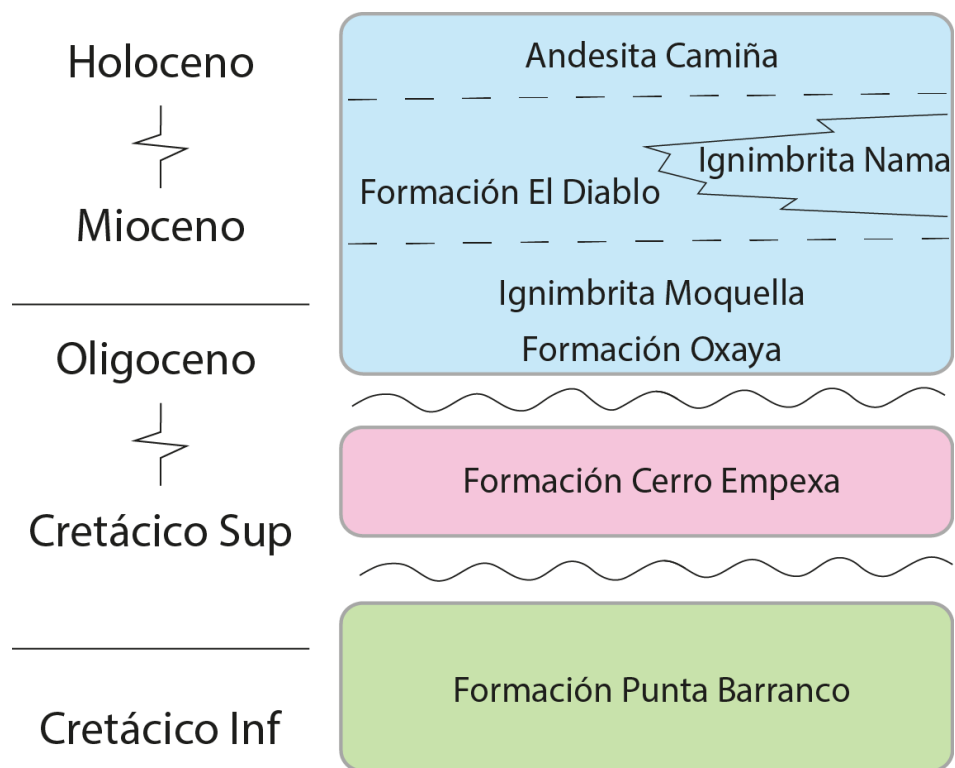
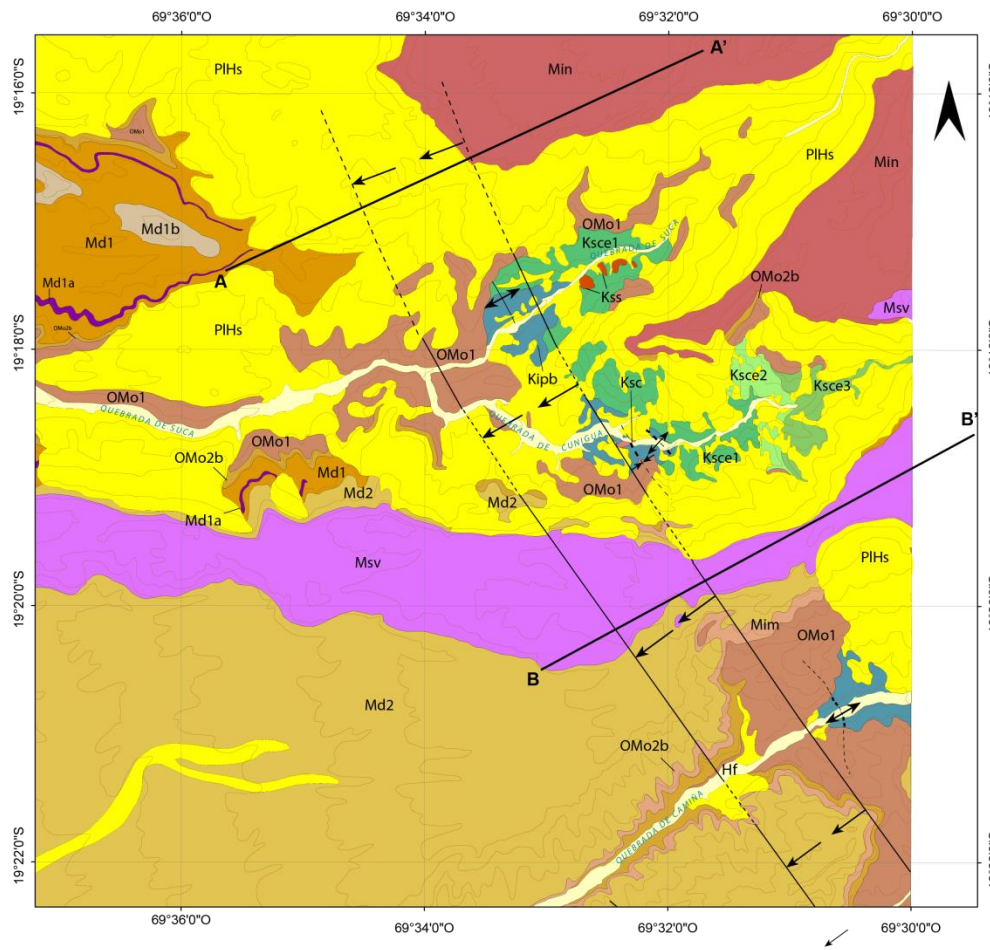


Figura 6: Representación esquemática de las unidades litológicas en la zona de estudio. Las líneas onduladas representan discordancias angulares entre las formaciones y delimitan distintas formaciones; las líneas segmentadas representan contactos por disconformidad.

Tabla 1: Dataciones radiométricas de la zona de estudio.

Formación	Ubicación	UTM E	UTM N	Litología	Método y material	Edad±error (Ma±2σ)	Referencia
Formación Punta Barranco							
GF-77	Qda. Camiña	446.918	7.860.968	Lava andesítica	U-Pb circón	128,2±0,7	García et al. (2013)
Granodiorita Cunigua							
MG-47	Qda. Cunigua-N Moquilla	443.389	7.864.559	Granodiorita porfídica	U-Pb circón	85,08±0,53	García et al. (2013)
Diorita Suca							
FR-2**	Qda. Suca	442.745	7.866.940	Diorita	U-Pb circón	67,29±0,59	García et al. (2013)
Formación Cerro Empexa							
MG-45	Moquilla	445.255	7.864.546	Toba	U-Pb circón	69,8±0,7	García et al. (2013)
Formación Oxaya, Ignimbrita Oxaya (OMo2b)							
CM-6	Moquilla	443797*	7.859.959*	Toba	K-Ar biotita	21,7±0,6	Mortimer et al. (1974) en Naranjo y Paskoff (1985)
MG-38	Moquilla	446.049	7.860.428	Toba	U-Pb circón	23,7±0,3	García et al. (2013)
Ignimbrita Moquilla							
CM-7	W Moquilla	440.302*	7.858.104*	Toba	K-Ar biotita	17,4±0,6	Mortimer et al. (1974) en Naranjo y Paskoff (1985)
MIÑI-8.11	Moquilla	443.162*	7.857.956*	Toba	K-Ar biotita	19,3±0,8	Pinto (1999)
Andesita Camiña							
NMG-502	NW Camiña	441.563	7.863.029	Andesita	K-Ar roca total	8,2±0,5	Muñoz y Sepúlveda (1992)

* Coordenadas aproximadas; ** Muestra recolectada durante la campaña de terreno.



Leyenda

Rocas estratificadas y depósitos sedimentarios

Holoceno	(Hf)	Depósitos fluviales del Holoceno
Pleistoceno	(PIHs)	Depósitos sedimentarios del Pleistoceno-Holoceno
	(Msv)	Andesita Camiña
	(Min)	Ignimbrita Nama
Mioceno	(Md)	Formación El Diablo
	(Mim)	Ignimbrita Moquella
Oligoceno	(OMo)	Formación Oxaya
		Discordancia Angular
Cretácico Superior	(Ksce)	Formación Cerro Empexa
		Discordancia Angular
Cretácico Inferior	(Kipb)	Formación Punta Barranco
Rocas Intrusivas		
Cretácico Superior	(Kss)	Diorita Suca
	(Ksc)	Granodiorita Cunigua

SIMBOLOGÍA

	Flexura		Traza pliegue anticlinal observado
	Estructura cubierta		Traza pliegue anticlinal inferido o cubierto
	Estructura inferida		Traza pliegue sinclinal inferido o cubierto

Figura 7: Mapa simplificado de la geología de la zona. Para mayor detalle consultar el mapa fuera del texto.

- **Formación Punta Barranco** (Cretácico Inferior-Cretácico Superior) (Kspb)

Definida por Cecioni y García (1960) en la localidad de Punta Barranco, a 45 km al sur de Iquique. Corresponde a una secuencia volcano-sedimentaria. En el área de estudio subyace en discordancia erosiva a la Formación Oxaya y en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa. Su base no aflora. Está compuesta por 2000 m de lavas andesíticas intercaladas con rocas sedimentarias clásticas bien estratificadas, específicamente de areniscas finas a muy gruesas. Se distribuye en la parte más profunda de las quebradas de Suca, Cunigua y Camiña. Dataciones U-Pb en circón, dentro (Tabla 1), y fuera del área de estudio, permiten asignar esta formación al Cretácico Inferior (García et al., 2013).

- **Formación Cerro Empexa** (Cretácico Superior) (Ksce)

Unidad definida por Galli (1957) en los cerros de Empexa al sur del área de estudio. Corresponde a una sucesión continental, constituida por rocas sedimentarias clásticas, lavas y tobas, pertenecientes al Cretácico Superior (Blanco et al., 2012). En el área, sobreyace en discordancia angular a la Formación Punta Barranco y subyace en discordancia angular y erosiva a la Formación Oxaya (OMo). Presenta un espesor máximo de 1.350 m y se ha dividido en tres asociaciones de facies: Ksce1 (500 m) toba riolítica; Ksce2 (350 m) lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias; y Ksce3 (500 m) toba riolítica, conglomerados y brechas. En la base de esta formación se identificó un conglomerado mal seleccionado, con clastos subredondeados a subangulosos de hasta 25 cm de radio equivalente, con una potencia de hasta 15 m. En la quebrada de Cunigua, en la parte superior de la asociación de facies Ksce1, García et al. (2013) obtuvieron una edad U-Pb en circón de $69,8 \pm 0,7$ Ma (Tabla 1), lo que permite asignar esta facies al Cretácico Superior alto. Además, la misma asociación de facies está intruida por la Diorita Suca, de $67,29 \pm 0,59$ Ma (Tabla 1). La Formación Cerro Empexa se interpreta como depositada en un ambiente de arco volcánico andesítico a riolítico, proximal a distal subaéreo (García et al., 2013).



N ↔ S

0 0,5 1 km

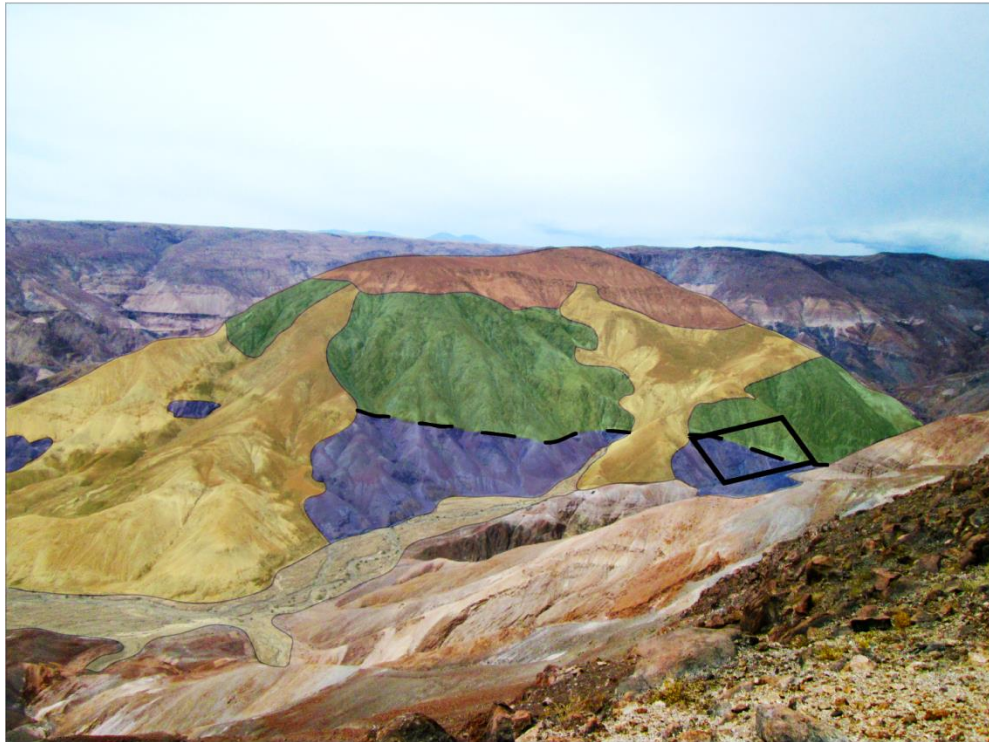
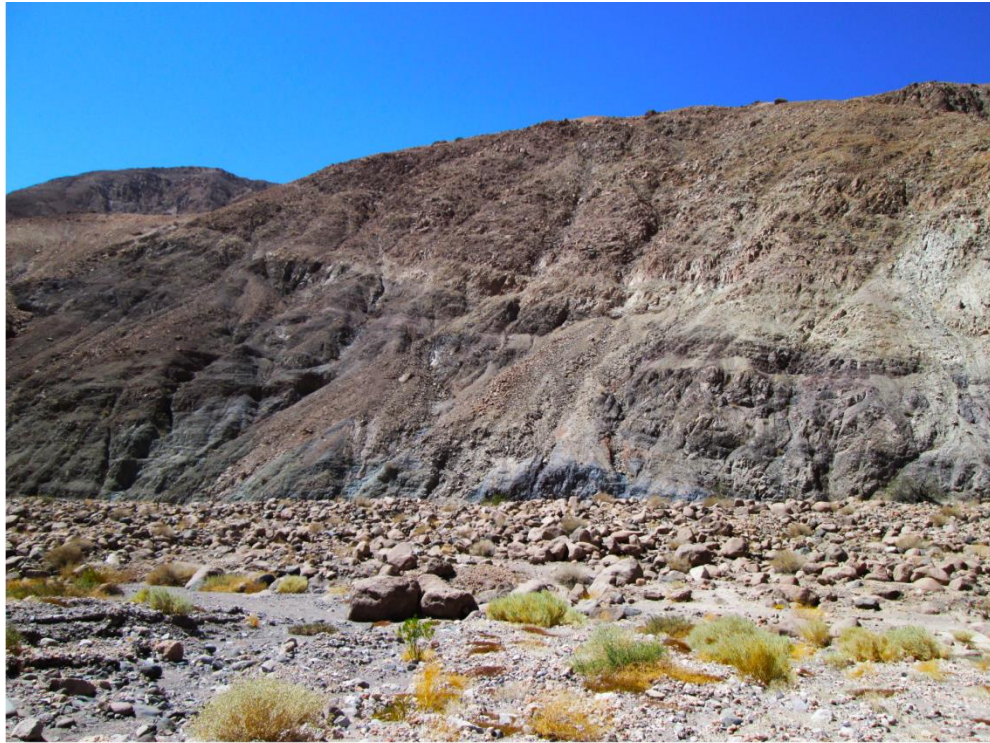


Figura 8: Vista hacia el este de la Quebrada Cunigua. En azul, la Formación Punta Barranco; en verde, la Formación Cerro Empexa; en anaranjado, depósitos del Oligoceno-Mioceno; en amarillo depósitos de deslizamientos. La línea segmentada muestra la discordancia angular entre ambas formaciones. El recuadro indica la ubicación de la Figura 9.



W ← → E

0 125 250 m

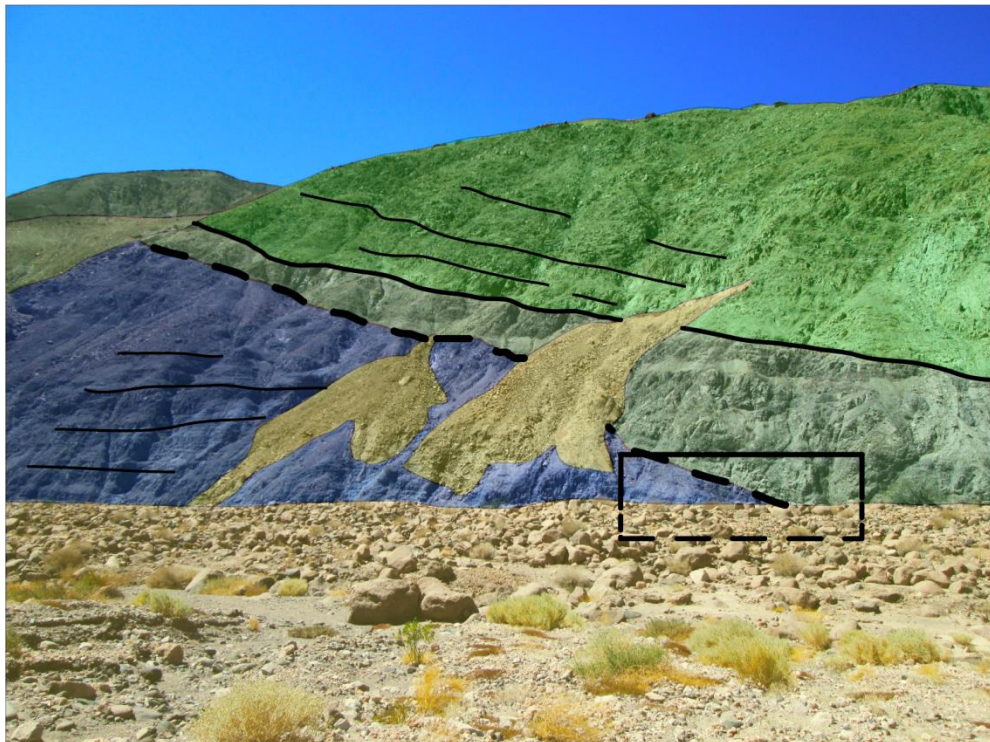


Figura 9: Discordancia erosiva y angular entre las formaciones Punta Barranco y Cerro Empexa. En verde claro, el miembro inferior de la Formación Cerro Empexa; en verde oscuro, conglomerados basales de la Formación Cerro Empexa; en azul, la Formación Punta Barranco. La línea discontinua indica la discordancia angular entre las formaciones Punta Barranco y Cerro Empexa; las líneas continuas indican contacto y estratificación. El recuadro indica la ubicación de la Figura 10.



N ↔ S

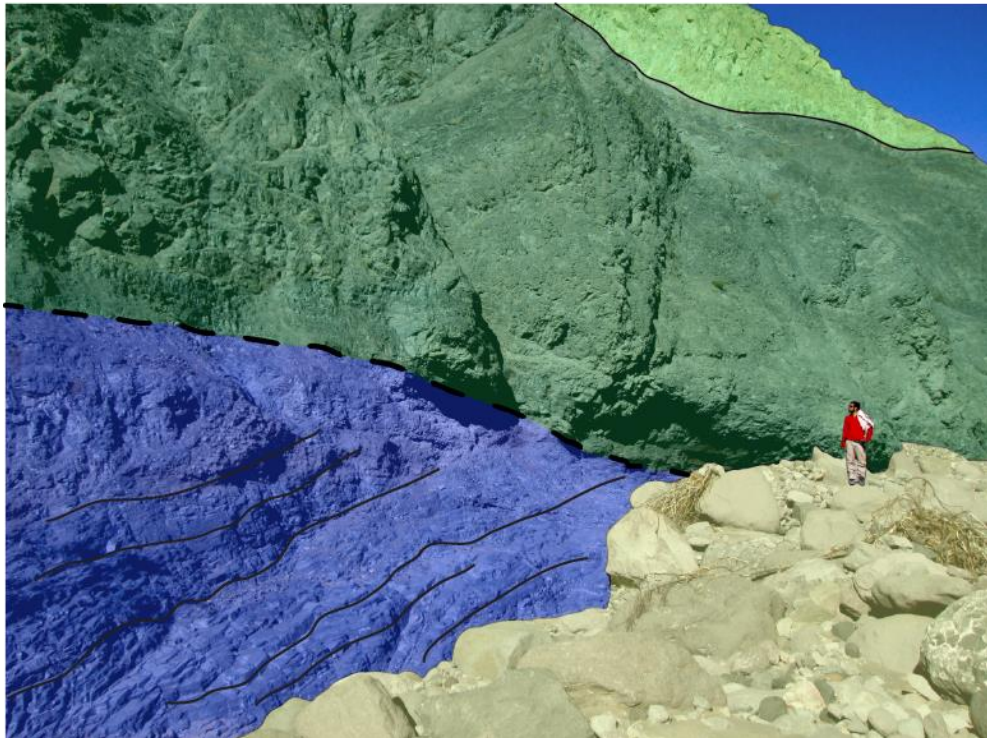


Figura 10: Discordancia angular entre las formaciones Punta Barranco y Cerro Empexa. En verde claro, el miembro basal de la Formación Cerro Empexa; en verde oscuro, el conglomerado basal de la Formación Cerro Empexa; en azul, la Formación Punta Barranco. La línea punteada indica la discordancia entre ambas formaciones; las líneas continuas indican estratificación.

Granodiorita Cunigua: (Cretácico Superior) (Kgd)

Unidad intrusiva descrita por García et al. (2013) en la Quebrada Cunigua. Corresponde a un dique de aproximadamente 120 metros de ancho, con una orientación SW-NE, que aflora en la Quebrada Suca. Intruye la parte superior de la Formación Punta Barranco. Mediante el método U-Pb en circón García et al. (2013) obtuvieron una edad de $93,1 \pm 3,4$ Ma (Tabla 1), considerada como edad de intrusión-cristalización, esto permite asignar este cuerpo al Cretácico Superior.

- **Diorita Suca:** (Cretácico Superior) (Ksdr)

Unidad intrusiva descrita por García et al. (2013) en la ladera sur de la Quebrada Suca. Corresponde a una diorita hipoabisal subvertical, con una orientación WNW-ESE. Intruye rocas de la Formación Cerro Empexa. Mediante el método U-Pb en circón García et al. (2013) obtuvieron una edad de $67,17 \pm 0,71$ Ma (Tabla 1), que permite asignar este cuerpo intrusivo al Cretácico Superior.

- **Formación Oxaya:** (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior) (OMo)

Unidad definida por Montecinos (1963) como una sucesión volcánica continental, compuesta por rocas ignimbríticas, rocas sedimentarias y lavas. En el área de estudio sobreyace en discordancia angular, a las rocas de las formaciones Punta Barranco y Cerro Empexa, mientras que subyace en discordancia de erosión a la Formación El Diablo (Md) y a la Ignimbrita Nama (Min). En el área de Moquilla, el techo de la Formación Oxaya (OMo, Formación Oxaya indiferenciado) subyace concordantemente a la Ignimbrita Moquilla (Mim). Su espesor varía entre 0 y 600 m, siendo máximo en Moquilla y disminuyendo hacia el este. Se ha dividido en dos miembros: OMo1, correspondiente a tobas, conglomerados y arenisca; y OMo2b, correspondiente a la Ignimbrita Oxaya. Mediante el método U-Pb en circón García et al. (2013) obtuvieron una edad de $23,7 \pm 0,3$ Ma (Tabla 1) en una toba de la unidad OMo1 y asignaron una edad de deposición oligocena superior-miocena inferior.

- **Formación El Diablo:** (Mioceno Inferior-Mioceno Superior) (Md)

Unidad definida por Tobar et al. (1968) en la confluencia de las quebradas El Diablo y Azapa, al este de Arica. En el área sobreyace en discordancia erosiva a la Ignimbrita Oxaya y a la Ignimbrita Moquella. Subyace en discordancia erosiva a la Andesita Camiña (Msv). Hacia el este, engrana con la Ignimbrita Nama, quedando su parte inferior por debajo de ésta y su parte superior por encima. Corresponde a una Sucesión sedimentaria continental, subhorizontal a suavemente plegada, que se acuña hacia el este. Se diferenciaron dos miembros: Md1, subdividido en cuatro subunidades: Md1, facie sedimentarias clásticas; Md1a, estrato de lava andesítica; Md1b, facies de areniscas grises oscuras; Md1c facies de gravas pumicíticas blancas y grises claras; y, Md2 compuesto por gravas, semiconsolidados, macizos, de colores negro, gris oscuro y pardo, con intercalaciones de areniscas semiconsolidadas grises. García et al. (2013) asignaron esta Formación al Mioceno Inferior alto-Mioceno Superior bajo.

- **Ignimbrita Moquella:** (Mioceno medio) (Mim)

Fue definida por Pinto (1999) como un depósito tobaceo de hasta 20 m de espesor, en la localidad de Moquella. Sobreyace concordantemente a los depósitos sedimentarios del techo de la Formación Oxaya (OMo). Subyace, en discordancia de erosión, a las gravas del Miembro Superior de la Formación El Diablo (Md2). García et al. (2013) asignaron esta ignimbrita al Mioceno medio según las dataciones presentadas en la Tabla 1.

- **Ignimbrita Nama** (Mioceno inferior) (Min)

Fue definida informalmente por Pinto (1999) al norte de la localidad de Camiña. Consiste en un depósito tobaceo de hasta 200 m de espesor que se distribuye en la parte nororiente del área. Sobreyace en discordancia erosiva a los depósitos de la Formación Oxaya (OMo) y engrana con los depósitos de la Formación El Diablo (Md), sobreyaciendo a la Lava andesítica intercalada en el Miembro Inferior de ésta (Md1a) y subyaciendo a las gravas del Miembro Superior

(Md2). Subyace en discordancia de erosión a la Andesita Camiña (Msv). García et al. (2013) asignaron la Ignimbrita Nama a la parte superior del Mioceno inferior.

- **Andesita Camiña** (Mioceno Superior) (Msv)

Fue mencionada inicialmente por Mortimer et al. (1974) como un flujo de andesita expuesto en el Alto de Camiña. Luego, fue redefinida por varios autores: Muñoz y Sepúlveda (1992), Pinto (1999) y García et al. (2013). Este último trabajo formalizó su nombre. Consiste en un estrato de lava andesítica de aproximadamente 100 m de espesor que se distribuye de E-W entre las quebradas de Cunigua y Camiña. Sobreyace, en discordancia de erosión, a los depósitos del miembro superior de la Formación El Diablo (Md2) y a los depósitos del miembro inferior de la misma formación (Md1). Su techo es la superficie de erosión actual. Muñoz y Sepúlveda (1992) obtuvieron una edad de $8,2 \pm 0,5$ Ma (Tabla 1), lo que permite asignar la Andesita Camiña al Mioceno Superior.

4. Geología estructural

A pesar del difícil acceso y el gran número de deslizamientos, durante la campaña de terreno se recopiló información estructural que permitió caracterizar la deformación del área (Figura 6, Figura 7, mapa fuera de texto). En este capítulo se describirá, primero, la geometría de las estructuras; y luego, la cronología de la deformación.

4.1. Geometría de las estructuras

Con los datos recopilados durante la campaña de terreno se caracterizó la deformación. No se identificaron fallas en superficie, por ello la deformación se atribuye a fallas profundas. Las principales estructuras se distribuyen en la parte central del área, en las quebradas de Camiña, Cunigua y Suca. Poseen un rumbo N20-30°W y corresponden a la Flexura Moquilla y pliegues anticlinales y sinclinales, poco cilíndricos, de longitud de onda corta. Los pliegues anticlinales y sinclinales afectan sólo a la Formación Punta Barranco, unidad cretácica, mientras que la Flexura Moquilla afecta a todas las unidades del área, plegando de manera más notoria los depósitos del Oligoceno-Mioceno (Figura 11).

Además de los pliegues identificados, se infirió que existe una falla de rumbo, entre las laderas norte y sur de la Quebrada Suca, debido a que no existe continuidad clara de los afloramientos cretácicos. Sin embargo, no fue posible reconocer si tenía un comportamiento dextral o sinistral, ni delimitar un rango de edad en la que esta actuó. No se tomó mayor importancia de esta estructura debido a la escasa información de la que se dispone.

Para analizar la deformación en profundidad se desarrollaron dos perfiles geológicos. La orientación de estos fue calculada según las mediciones de rumbo y manto de las unidades estratificadas del área (Figura 12). La recta que contiene los polos de estos planos posee un rumbo N60°E y es perpendicular a la estratificación; por ello se consideró como la mejor orientación para los perfiles.



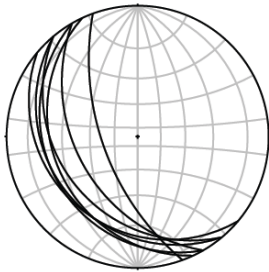
W ←→ E

0 0,5 1 km

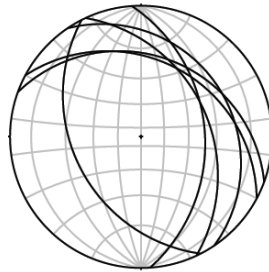


Figura 11: Vista hacia el norte de la zona de estudio. En amarillo y en gris, los depósitos de delizamientos; en anaranjado, los estratos oligocenos-miocenos; en verde, depósitos de la Formación Cerro Empexa; en azul, depósitos de la Formación Punta Barranco. Las líneas indican la estratificación. En la imagen superior se muestra en un recuadro la ubicación de la Figura 14.

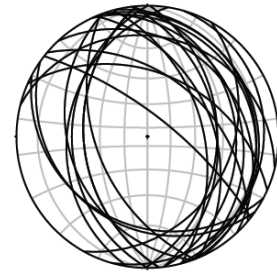
Oligo-Neógeno



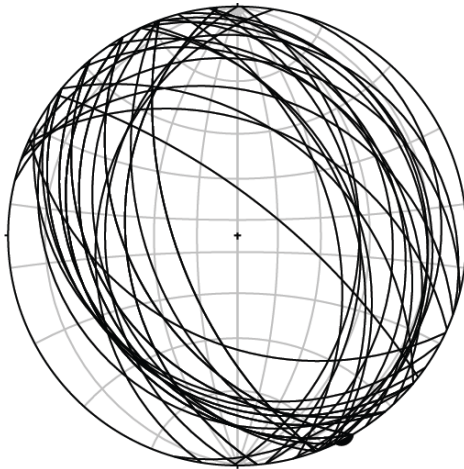
Cretácico Superior



Cretácico Inferior



Todos los datos



Recta perpendicular

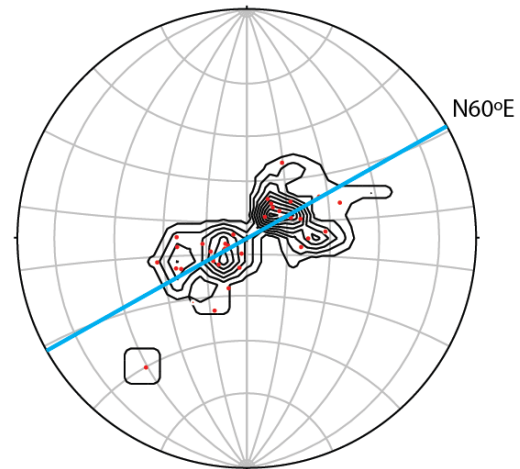
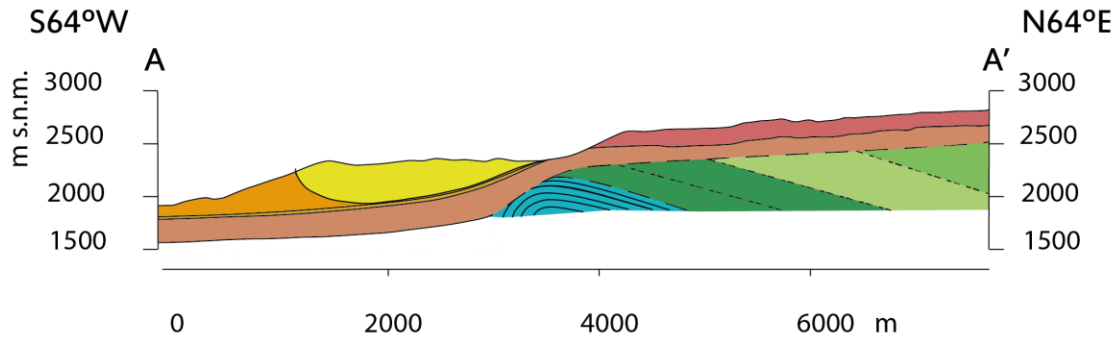


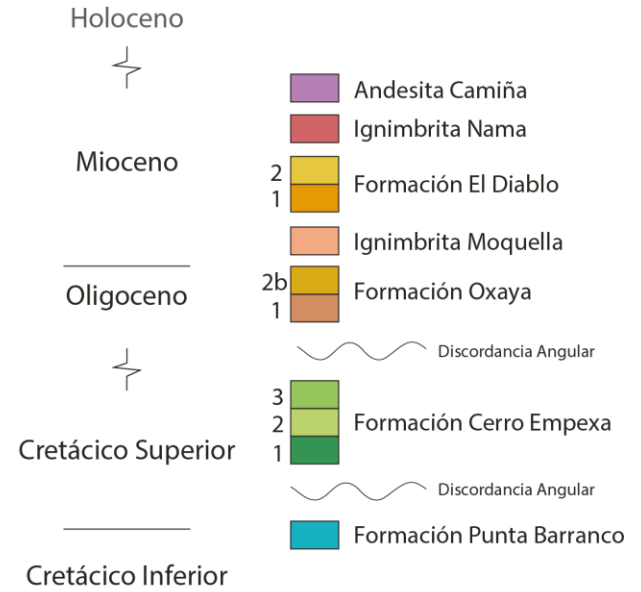
Figura 12: Diagramas estereográficos de los datos de rumbo y manteo del área. Estos corresponden a los datos de: a) Depósitos del Oligoceno-Mioceno; b) Formación Cerro Empexa; c) Formación Punta Barranco; d) Todos los datos. En e) se muestra el diagrama de contorno del 1% para los polos de todos los planos y, en celeste, la recta que mejor aproxima a estos puntos, cuya orientación es N60°E.

Los perfiles Norte y Sur (Figura 13) poseen una extensión de 7.7 km y una orientación S64°W-N64°E y S61°W-N61°E, respectivamente. Además de la orientación, la confección de los perfiles geológicos utilizó la información presentada por Pinto et al. (2004), que describe la disposición de los estratos oligoceno-miocenos. Sólo se modificó la pendiente del contacto entre las unidades oligocenas-miocenas y mesozoicas en el Perfil Norte, cambiando el ángulo de contacto de 20 a 35°.

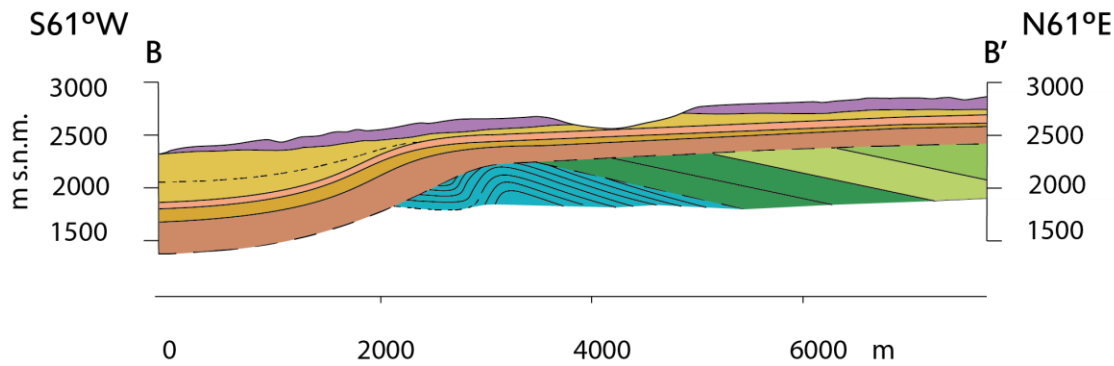
Perfil Norte



Leyenda



Perfil Sur



Simbología

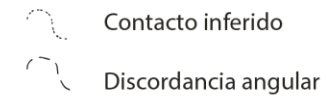


Figura 13: Perfiles geológicos de las unidades litológicas en la zona de estudio.

De las observaciones de terreno y de la información de los perfiles geológicos, es posible describir la deformación del área de la siguiente manera:

- i. La Formación Punta Barranco presenta pliegues anticlinales y sinclinales asimétricos, poco cilíndricos, de una longitud de onda media entre 500-1500 m, con una orientación c. N-S. Entre estos destaca el Anticlinal de Suca ubicado en la ladera norte de la Quebrada Suca (Figura 14), que posee una charnela orientada c. N-S, un limbo frontal con manteos entre los 40° y 50° al oeste y un limbo trasero con un manteo de c. 10° hacia el este.
- ii. La Formación Cerro Empexa posee una disposición homoclinal hacia el este con manteos entre los 10° y 38°, según datos tomados de fiammes e intercalaciones sedimentarias. Esta deformación se extiende por al menos 6 km el este de la zona de estudio (Calisto, 2013; Herrera, 2013; Valenzuela et al., 2013). En el Perfil Norte no se identificaron los contactos entre los miembros de esta Formación, pero fueron inferidos a partir de la información recopilada en la Quebrada Cunigua.
- iii. Gran parte de las unidades del Oligoceno-Mioceno se acuñan hacia el este, disminuyendo su espesor desde c. 300 m hasta c. 100 m, debido a la actividad de la Flexura Moquilla (Figura 15). Esta posee una orientación N20°W, está expuesta por c. 13 km, y generó un alzamiento de hasta 700 m entre los 25 y 8 Ma (Pinto et al., 2004).



W \longleftrightarrow E

0 250 500 m

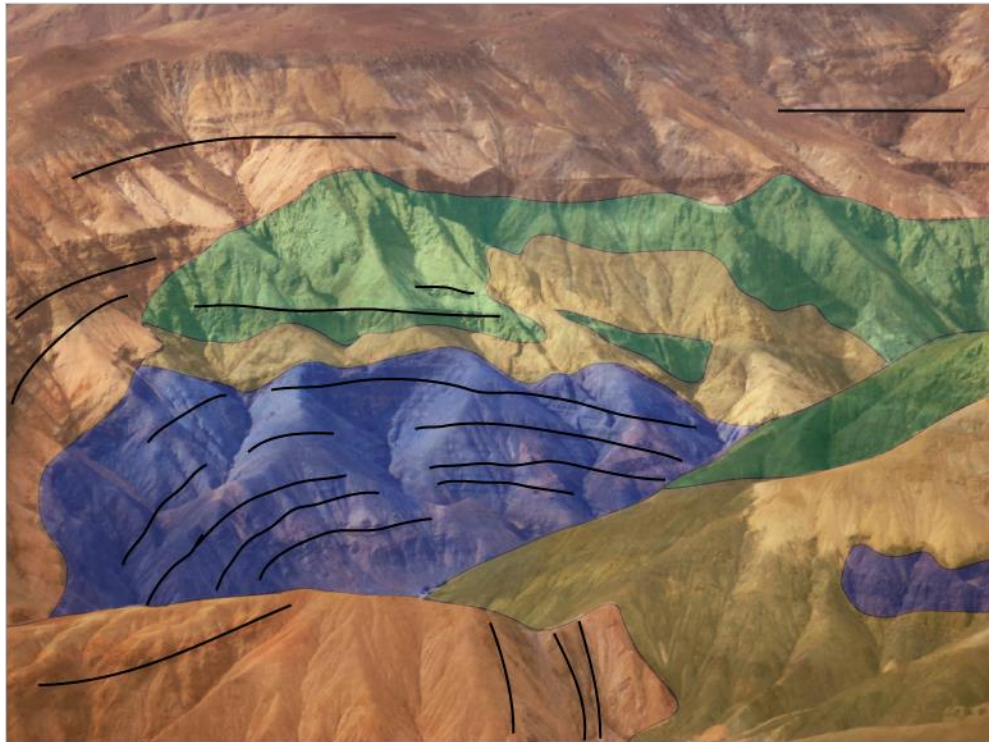


Figura 14: Anticlinal de Suca. En amarillo, depósitos de deslizamientos; en anaranjado, los depósitos oligocenos-holocenos; en verde, depósitos de la Formación Cerro Empexa; en azul, depósitos de la Formación Punta Barranco; Las líneas muestran la estratificación de las unidades mencionadas anteriormente.



E ↔ W

0 150 300 m



Figura 15: Flexura Moquella en la ladera sur de la Quebrada Cunigua. En amarillo depósitos de deslizamientos; en violeta, la Andesita Camiña; en anaranjado, los depósitos del Oligoceno-Mioceno; en azul, los depósitos de la Formación Punta Barranco.

4.2. Evolución de la deformación

Durante la campaña de terreno se identificaron discordancias angulares que permiten dividir la deformación en tres episodios (Figura 6, Figura 13, Mapa fuera de texto):

Episodio 1: (Cretácico Superior bajo)

Está representado por la deformación de la Formación Punta Barranco, que subyace en discordancia angular y erosiva a la Formación Cerro Empexa (Figura 8, Figura 9 y Figura 10). La edad de este Episodio está delimitada por la deposición ambas formaciones, por ello se asignó este Episodio al Cretácico Superior bajo. Este Episodio puede ser correlacionado con la Fase Peruana (Figura 5).

Episodio 2: (Cretácico Superior alto-Eoceno)

Está representado por la deformación en la Formación Cerro Empexa, que subyace en discordancia angular a las unidades del Oligoceno-Mioceno. Esta superficie erosiva, reconocida en gran parte del norte de Chile (García et al., 2004, 2013; Blanco et al., 2012), permite acotar la deformación entre el Cretácico Superior bajo y el Oligoceno, por esta razón se asignó este Episodio al Cretácico Superior alto-Eoceno. Este Episodio puede ser correlacionado con la Fase Incaica (Figura 5).

Episodio 3: (Oligoceno-Mioceno)

Afecta a todas las unidades de la zona, excepto a los deslizamientos. Sin embargo, pliega de manera más notoria a las unidades oligoceno-holoceno en las quebradas de Suca, Cunigua y Camiña, generando un pliegue monoclinal (Figura 11, Figura 15), entre los 25 y 8 Ma (Pinto et al., 2004). Por esto se asignó este Episodio al Oligoceno-Mioceno. Este Episodio puede ser correlacionado con el evento del Oligoceno tardía-Mioceno temprano (Figura 5).

5. Modelamiento de la deformación

5.1. Metodología

El análisis de secciones geológicas constituye una herramienta fundamental para el estudio de zonas deformadas. Los datos estructurales de superficie permiten inferir la geometría y continuidad de fallas y pliegues en profundidad. Utilizando distintos métodos de deformación, y conociendo un nivel de despegue, es posible reconstruir secciones, determinar la cinemática de fallas, estimar el acortamiento y alzamiento, e identificar distintos episodios de deformación.

En este trabajo no se reconocieron fallas en superficie por lo que se optó por generar modelos *forward* de la deformación del área, es decir, comenzando desde un estado inicial, no deformado, hasta recrear la deformación con distintas fallas y desplazamientos. Esto permite acotar e inferir la geometría de fallas en profundidad, la temporalidad de distintos eventos de deformación, y el alzamiento y acortamiento generados en cada uno de los episodios.

El software Move 2011.1, de Midland Valley, permite generar modelos *forward*, modelar sedimentación sintectónica, con tasas variables de sedimentación, y superficies de erosión, las cuales se definen según una altura determinada. Los métodos que ofrece el software fueron desarrollados a partir de publicaciones científicas y están divididos en:

- i. **Métodos No Cinemáticos:** Utilizados para restaurar secciones. No requiere de una falla para anular la deformación. El programa posee dos métodos:
 1. ***Flexural Slip Unfolding***: Rota los limbos de un pliegue hasta un nivel de referencia, o un regional, utilizando cizalle paralelo a las capas. Este método conserva el área, el largo de línea y el espesor.
 2. ***Unfold Algorithm***: Restaura los pliegues utilizando cizalle simple o vertical para restaurar pliegues hasta un horizonte. Conserva el área, pero varía el largo de línea según el pliegue.

ii. **Métodos Cinemáticos:** Necesitan de una falla, cuya geometría varía según el método de deformación. Estos pueden ser utilizados tanto para restaurar una sección balanceada como para generar un modelo forward de la deformación:

1. **Simple shear:** Se desarrolló según los trabajos de Verrall (1981), Gibbs (1983), y Withjack and Peterson (1993). Este método es ideal para modelar un régimen extensivo.
2. **Fault parallel flow:** Se desarrolló según el trabajo de Egan et al. (1997). Considera que las capas se mueven sobre un nivel de despegue de manera similar a un flujo laminar y puede considerar un ángulo de cizalle en este proceso.
3. **Fault bend fold:** Utiliza las relaciones geométricas descritas por Suppe (1983). Permite modelar pliegues por flexura de fall. Conserva el largo y área de los estratos deformados.
4. **Fault Propagation Fold:** Se desarrolló según el trabajo de Suppe y Medwedeff (1990). Este método permite modelar pliegues por propagación de falla.
5. **Detachment:** Se desarrolló según el trabajo de Poblet & McClay (1996), que describe las estructuras generadas por un nivel de despegue profundo menos competente. Permite modelar pliegues por despegue. Este método asume sólo una capa competente sobre un nivel dúctil y puede modelar pliegues con distintas geometrías.
6. **Trishear:** Se desarrolló según el trabajo de Erslev (1991). Considera que la propagación de una falla se produce en una zona triangular de deformación. El software puede modelar la deformación fuera de la zona triangular con dos métodos: *fault parallel flow* o *simple shear*. Este método es muy versátil ya que posee un gran número de variables que influyen en el modelamiento.

El método *trishear* ofrece múltiples parámetros para modelar la propagación de una falla. Se detallará su funcionamiento y las variables que considera el software:

- Desplazamiento: (D) Se refiere al desplazamiento de la falla.

- Pasos: (p) subdivisiones de igual desplazamiento. Permite analizar el desplazamiento de una falla por cada paso (pp).
- Trishear Angle: (TriAng) se refiere al ángulo de la zona triangular (Figura 16), puede variar entre los 0 y 179°.
- Trishear Angle Offset: (β) indicador de la desviación de la bisectriz de la zona triangular con respecto al desplazamiento de la falla, varía entre 0 y 1; el *trishear angle offset* define los ángulos δ_1 y δ_2 , cuando $\beta = 1$, $\delta_2=0$; si $\beta = 0$, $\delta_1=0$; si $\beta = 0,5$, $\delta_1= \delta_2$ (Figura 16).
- Razón *Propagation/Slip*: (P/S) Relación entre la propagación de la falla el desplazamiento. El programa puede variar este parámetro entre 0, es decir, propagación de falla nula, y 99,99.
- Zonas de Trishear: Número de subdivisiones de la zona triangular en las que se aplica deformación. A mayor número de zonas triangulares se obtiene una deformación más suavizada.
- Movimiento fuera de la zona de cizalle: El método ofrece modelar el desplazamiento de la falla, fuera de la zona triangular, con los métodos *fault parallel flow* y *simple shear* (Figura 17).
- Vector de cizalle: (Ang Shear) modela el cizalle fuera de la zona triangular, con los métodos *fault parallel flow* y *simple shear*, varía entre los -90 y 90°.

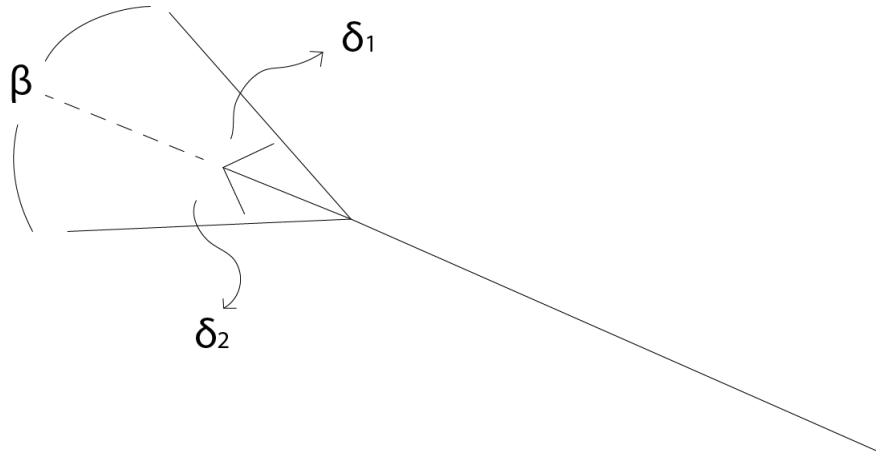


Figura 16: Caracterización de la zona triangular del método *trishear*. β = Trishear Angle; El *Trishear Angle Offset* define los ángulos δ_1 y δ_2 , cuando el Offset es igual a 1, $\delta_2=0$, si el Offset es igual a 0, $\delta_1=0$, si Offset es igual a 0,5, $\delta_1= \delta_2$.

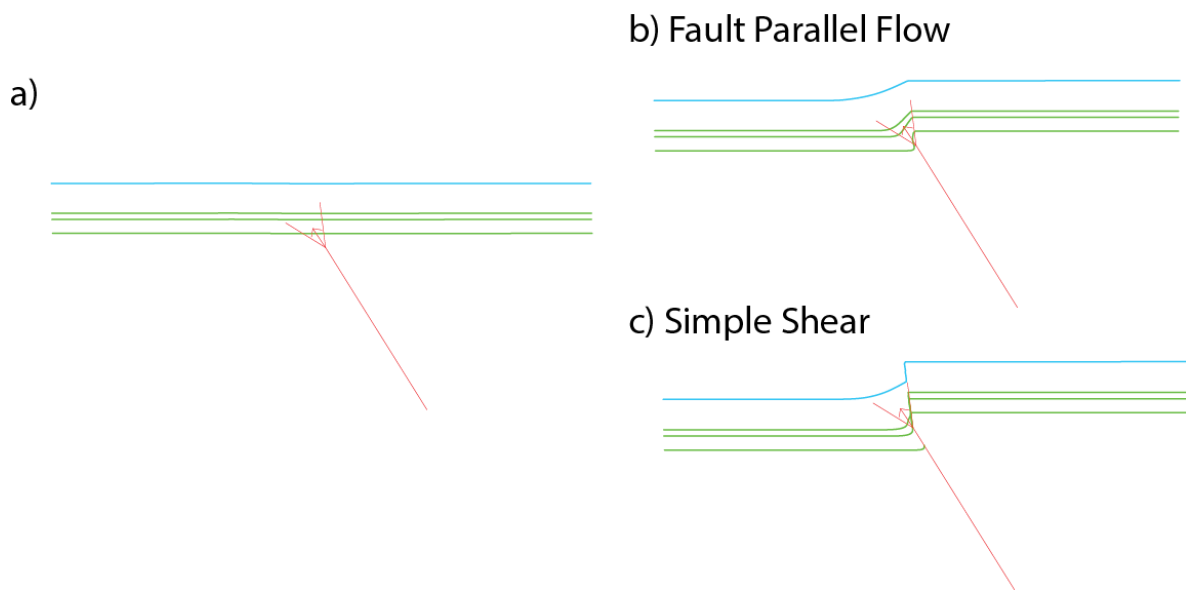


Figura 17: Métodos de deformación fuera de la zona triangular. a) Estado inicial; b) Deformación con *fault parallel flow*; c) Deformación con *simple shear*.

5.2. Consideraciones geométricas del modelamiento

Para desarrollar el modelamiento se consideró la evolución de la deformación, descrita en el capítulo 4.2, analizando desde la estructura más reciente a las más antiguas, es decir, desde la Flexura Moquella a los pliegues de la Formación Punta Barranco, respectivamente. Se consideró que existe una fuerte influencia de la herencia estructural en el desarrollo de cada una de las estructuras y que la deformación está controlada por sólo una falla.

5.2.1. Flexura Moquella (Episodio 3)

Dado que la Flexura Moquella presenta un escaso acortamiento y un bloque oriental de gran extensión, su generación es atribuida a la propagación de una falla inversa (ver también Pinto et al., 2004). Esta relación también ha sido descrita en otras flexuras del norte de Chile (e.g., García et al., 2004; Farías et al., 2005). Por esto, la deformación fue modelada utilizando el método *trishear*, ya que este método de cinemático permite controlar la propagación de una falla de manera más precisa y completa que el método *fault propagation fold*.

El primer parámetro analizado corresponde al manteo de la falla en profundidad. Cualquier cambio en el manteo de dicha falla tiene una influencia directa en la deformación en superficie y, por tanto, en este caso, la falla debe ser recta para no provocar plegamiento en superficie (Figura 18). Para determinar el ángulo óptimo se realizaron pruebas con fallas rectas con un manteo entre los 30 a 80° (Figura 20). Según el análisis se determinó que una falla con un manteo de 60° al este, resulta óptima para modelar la deformación que generó la Flexura Moquella.

Por otro lado, para determinar la orientación de la zona triangular y la profundidad del tip point, se probó el efecto de la variación de ambos parámetros utilizando un ángulo *trishear* de 60° y un *trishear angle offset* de 0,5 (Figura 20). Las pruebas realizadas permitieron determinar que: (1) mientras aumenta la profundidad del *tip point*, o de la zona triangular, la deformación en superficie es más suave; (2) bajo la zona triangular la deformación consiste sólo en desplazamiento, que puede ser modelado con los métodos *fault parallel flow* o

simple shear (Figura 17); (3) en la zona triangular los estratos se pliegan, luego, un aumento del número de zonas triangulares, la deformación es más suave. Según lo anterior se determinó que un ángulo de *trishear* de 60° , un *trishear angle offset* de 0,5 y un *tip point* ubicado a una profundidad de c. 3 km, resultan óptimos para realizar el modelamiento.

Para desarrollar el modelamiento, los métodos cinemáticos no requieren de un nivel de despegue profundo. Luego, considerando que un cambio del ángulo de la falla genera deformación en superficie (punto B de la Figura 19; Suppe, 1983, 1990), se estimó la profundidad mínima a la que debe encontrarse un nivel de despegue horizontal. La deformación de las unidades litológicas cenozoicas se extiende horizontalmente hacia el este por al menos 12 km. Luego, siguiendo la relación geométrica de la Figura 19, un nivel de despegue horizontal se encontraría a una profundidad mínimo de: 10,4 km para el Episodio 3.

En síntesis, según el análisis anterior, se determinó que una falla con 60° E de manteo y un ángulo *trishear angle* de 60° y un *trishear angle offset*, ubicada a c. 3 km de profundidad y un nivel de despegue horizontal ubicado a una profundidad mínima de 10,4 km, resulta la configuración óptima para modelar la deformación que generó la Flexura Moquilla.

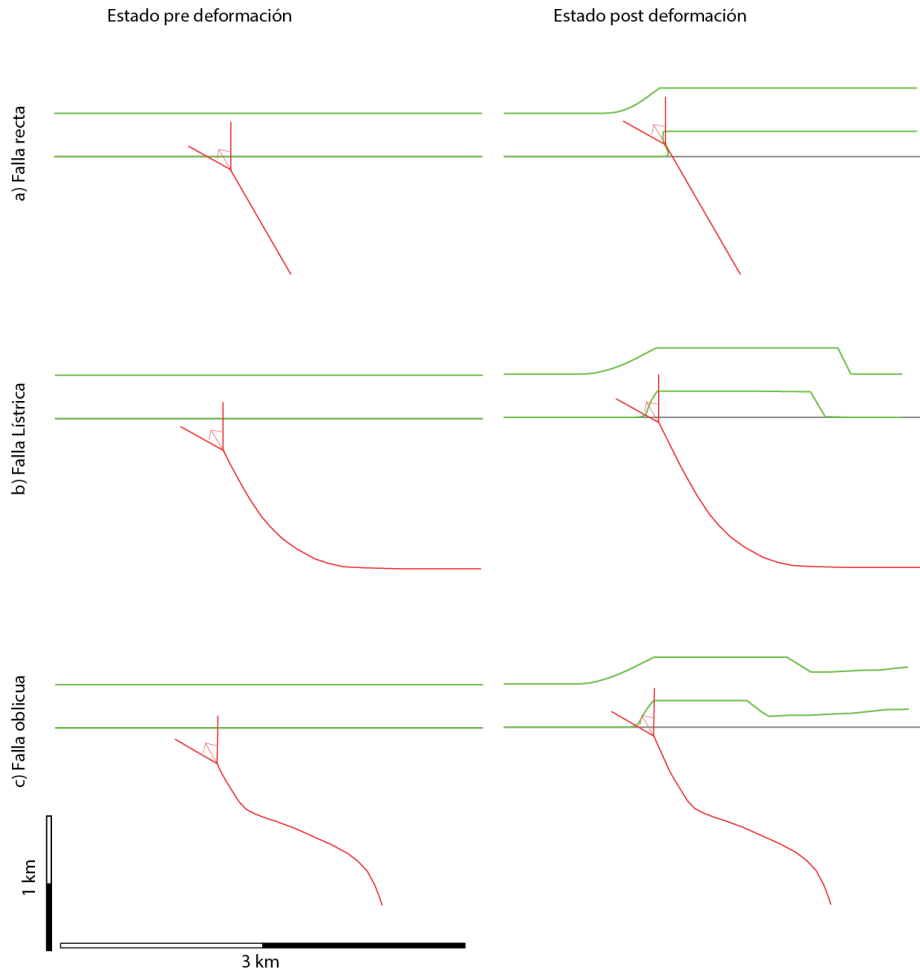


Figura 18: Efecto de la variación de la geometría de falla sobre la deformación en superficie. a), falla recta; b), falla listrica; c), falla oblicua. Todos los desplazamientos consideraron los mismos parámetros, sólo varió la geometría de la falla.

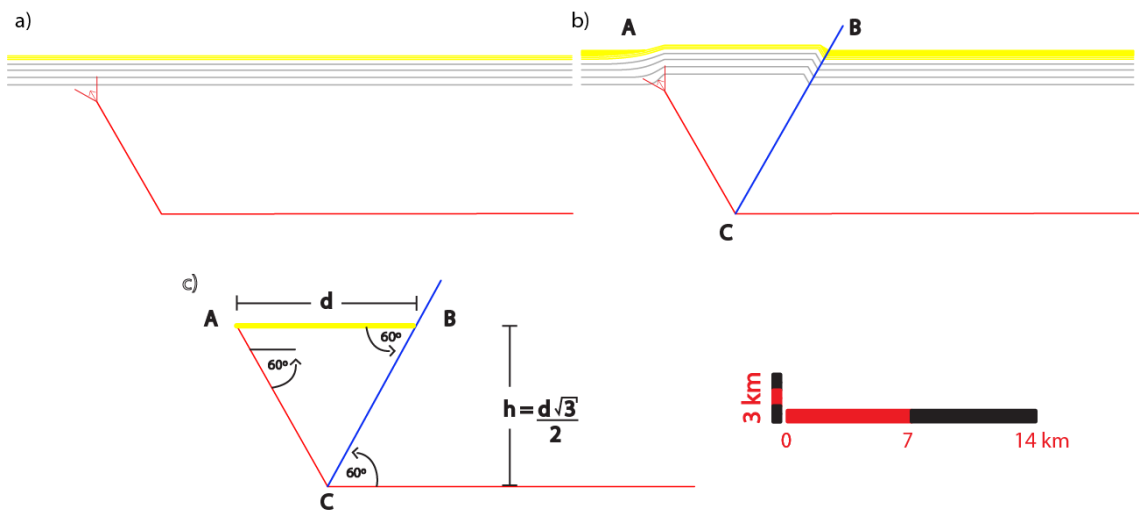


Figura 19: Relación geométrica entre falla de 60° y un nivel de despegue horizontal. El eje de simetría es bisectriz. Luego, el ΔABC es equilátero y la profundidad del nivel de despegue corresponde a la altura de este.

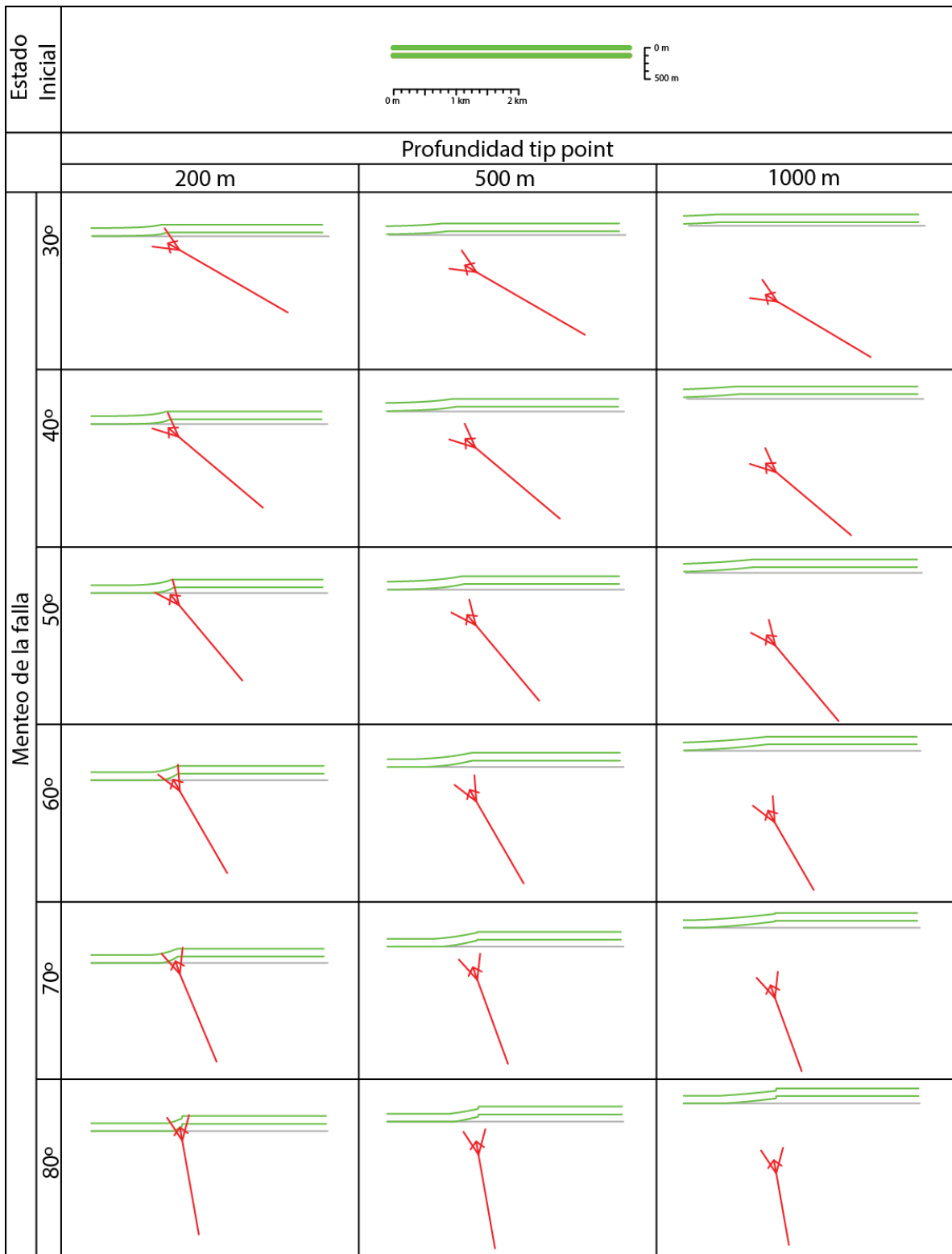


Figura 20: Efectos de la variación de la profundidad del tip point y el ángulo de falla. Ángulos entre los 30 y 80°. Profundidades de 200, 500 y 1000 m.

5.2.2. Homoclinal de la Formación Cerro Empexa (Episodio 2)

La disposición homoclinal de la Formación Cerro Empexa, puede ser explicada por distintas geometrías de falla y métodos de deformación:

1. Propagación de falla con cizalle: utilizando el método *trishear* la propagación de una falla, con cizalle positivo, genera plegamiento en las capas superiores (Figura 21).
2. Pliegue por propagación de falla: siguiendo el modelo de Suppe y Medwedeff (1990), la disposición homoclinal de la Formación Cerro Empexa puede corresponder al limbo trasero de un pliegue por propagación de falla (Figura 21).
3. Pliegue por flexura de falla: siguiendo el modelo de Suppe (1983), la disposición homoclinal de la Formación Cerro Empexa puede corresponder al limbo trasero de un pliegue por flexura de falla (Figura 21).

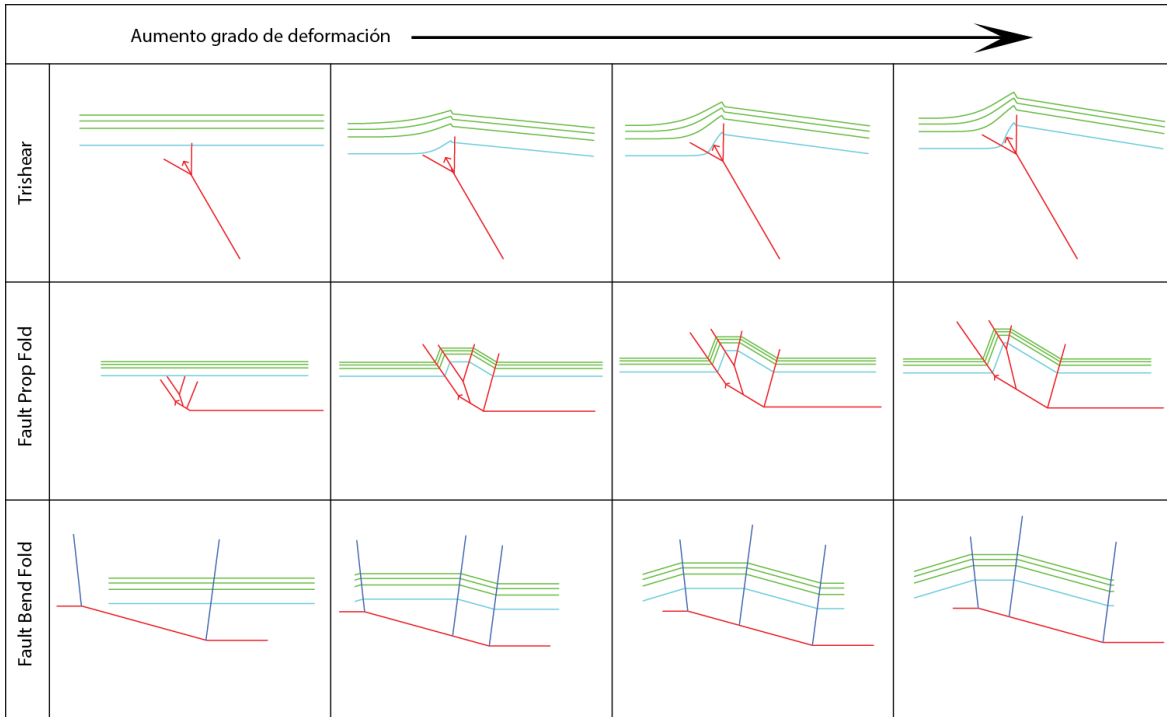


Figura 21: Distintas configuraciones de falla y métodos que generan manteo cercanos a los 10° . En el método *trishear* se utilizó un cizalle de 15° fuera de la zona triangular; El limbo trasero de los otros pliegues, en ausencia de cizalle, generan manteos cercanos a la inclinación de la rampa.

Las opciones 1 y 2 implican que no existe herencia estructural entre los episodios 2 y 3: por un lado la generación de un pliegue por flexura de falla implica un nivel de despegue horizontal, en este caso hacia el oeste, que no sería utilizado en el episodio 3; por otro lado, la generación de un pliegue por propagación de falla, implica una verticalización desde un nivel de despegue (Figura 21), este nivel de despegue, al ser reactivado, generaría un plegamiento en superficie (Figura 18).

La deformación de la Formación Cerro Empexa se extiende por al menos 6 km hacia el este. Luego, siguiendo la relación de la Figura 20, un nivel de despegue se encontraría a una profundidad mínima de 5,2 km para el Episodio 2.

Según el análisis anterior, se consideró que la deformación de la Formación Cerro Empexa es producto de la propagación de una falla inversa de 60° con un cizalle de 13° .

5.2.3. Pliegues en la Formación Punta Barranco (Episodio 1)

Los pliegues anticlinales y sinclinales, poco cilíndricos, de la Formación Punta Barranco pueden ser modelados por la misma falla que generó la deformación de la Formación Cerro Empexa. Sin embargo, la propagación de la deformación debe ser distinta para el Perfil Norte y Sur: 60° y 75° , respectivamente. Considerando que existe una importante influencia de la herencia estructural, ambas fallas, en profundidad, tendrían un manteo de 60° al este (Figura 22).

La deformación de la Formación Punta Barranco se extiende por al menos 1,5 km en la zona de estudio. Luego, un nivel de despegue se encontraría a una profundidad mínima de 1 km para el Episodio 1.

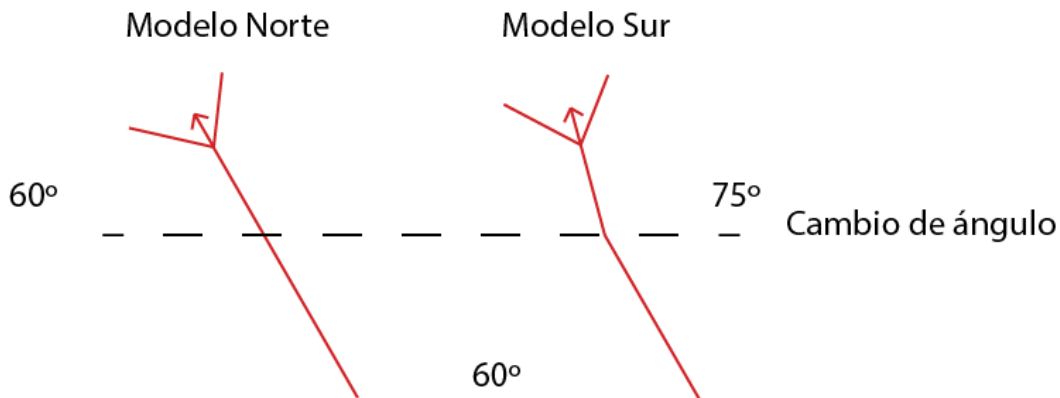


Figura 22: Variación del manteo de la falla para los modelos Norte y Sur durante el Episodio 1.

Dado que es posible modelar permite cada una de las estructuras de los episodios de deformación utilizando *trishear*, se generó un modelo *forward* sólo con este método de deformación.

5.3. Modelo evolutivo

Utilizando los parámetros geométricos antes descritos se desarrollaron tres modelos *forward* de la evolución de la deformación. En este capítulo se presentará el modelo que representa la mejor solución a la deformación del área, el Modelo Norte y el Modelo Sur. El detalle de los otros modelos está en el Anexo. La deformación de los tres episodios, delimitados por las discordancias angulares, fue dividida en cinco etapas:

- Etapa a: (Episodio 1) Estado pre-deformacional, representa la Formación Punta Barranco, con estratos horizontales.
- Etapa b: (Episodio 1) Deformación de la Formación Punta Barranco y deposición de parte de la Formación Cerro Empexa. Además, desarrolla la discordancia angular entre ambas formaciones.
- Etapa c: (Episodio 2) deposición del resto de Formación Cerro Empexa.
- Etapa d: (Episodio 2) Desarrollo de superficie de erosión (contacto entre unidades cretácicas y depósitos del Oligoceno-Mioceno).
- Etapa e: (Episodio 3) Deformación Oligoceno-Mioceno y desarrollo de la distribución actual de los depósitos Oligoceno-Mioceno.

Cada una de estas etapas se describe en las Figura 23 y Figura 24, y son detalladas a continuación:

Episodio 1: (Figura 23b y Figura 24b) En el Modelo Norte la Formación Punta Barranco es deformada inicialmente por una falla inversa, ciega, y con un manteo de 60° al este. Mientras que en el Modelo Sur esta estructura se verticaliza hasta los 75° a 5 km de profundidad. Un desplazamiento de 500 m, modelado en sólo un paso, un ángulo *trishear* de 60° , y una razón P/S = 1,0, generó un alzamiento de las estratos de la Formación Punta Barranco de 432 m y 498 m y un acortamiento del 1,89% y 0,77%, en los modelos Norte y Sur, respectivamente. Posterior a esta deformación se modeló la deposición de 1.000 m de estratos de la Formación Cerro Empexa, en 10 capas de 100 m cada una.

Episodio 2: (Figura 23c y Figura 24c) Ambos modelos son deformados por una falla inversa, ciega, con un manteo de 60° hacia el este, que se desplaza 1.100 m en 20 pasos. Esta falla posee un ángulo de *trishear* de 80° y una razón P/S = 0,5. Fuera de la zona triangular se utilizó el método *fault parallel flow* con un ángulo de cizalle de 12° . Se modeló una sedimentación sintectónica de 1.000 m (50 m por cada paso). Esto generó un alzamiento de los estratos de la Formación Punta Barranco de 768 m y 574 m, en los modelos Norte y Sur, respectivamente. Luego, se desarrolló una superficie de erosión que modeló la discordancia entre las rocas cretácicas y los depósitos cenozoicos (Figura 23d y Figura 24d).

Episodio 3: (Figura 23e y Figura 24e) Primeramente se consideró una deposición de 200 m de estratos del Oligoceno-Mioceno. Luego, un desplazamiento de 700 m en 10 pasos, un ángulo de cizalle nulo, una razón P/S = 1,0 y una sedimentación sintectónica de 300 m (30 por cada paso). Esto generó un alzamiento de 607 m, en ambos modelos, y un acortamiento de 2,97% y 2,60%, en los perfiles Norte y Sur, respectivamente.

En síntesis, el Modelo posee una única falla, con un manteo de 60° E en profundidad, pero que se verticaliza hasta los 75° E en el Modelo Sur durante el desarrollo de los pliegues de la Formación Punta Barranco (Episodio 1); un ángulo TriAng variable entre los 60 y 80° ; una razón P/S de 1,0, 0,5 y 1,5, y un cizalle positivo durante el desarrollo de la disposición homoclinal de la Formación Cerro Empexa. Esto generó un alzamiento de total de c. 1500m asociado a un acortamiento de c. 400m (Tabla 2).

Modelo - Norte

a) Cretácico Inferior alto
 Depositación Fm. Suca, no presenta deformación



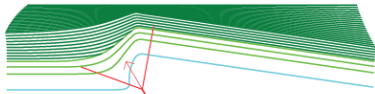
b) Cretácico Superior bajo
 D = 500m (1 p) P/S = 1 Offset = 0.5 TriAng = 60
 Ang Shear = 0 Sedimentación: 1500m

Alzamiento: 432 m Acortamiento: 1.89 %

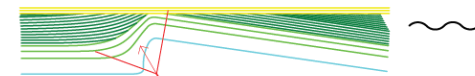


c) Cretácico Superior - Paleoceno
 D = 1100 m (20 p) P/S = 0.5 Offset = 0.5
 TriAng = 80 Ang Shear = 12

Sedimentación: 1000 m (50 pp) Alzamiento: 768 m



d) Paleoceno - Eoceno
 Desarrollo superficie Erosión



e) Oligo-Neógeno - actualidad
 D = 700 (10 p) P/S = 1.0 Offset = 0.5 TriAng = 60
 Ang Shear = 0 Sedimentación: 300m (30 pp)

Alzamiento: 607 m Acortamiento: 2.97 %

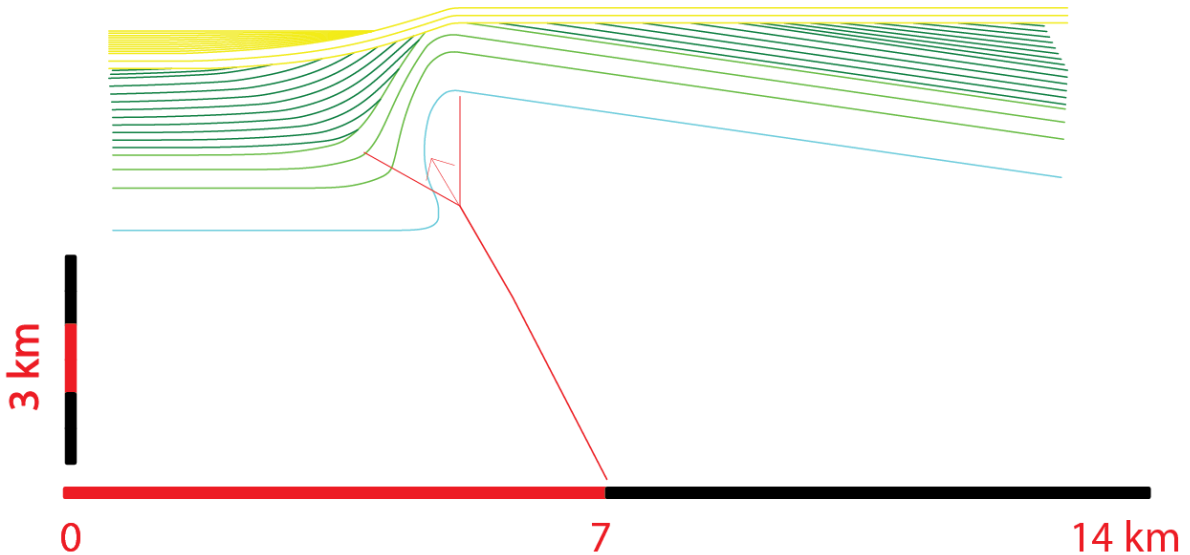


Figura 23: Evolución Modelo Norte.

Modelo - Sur

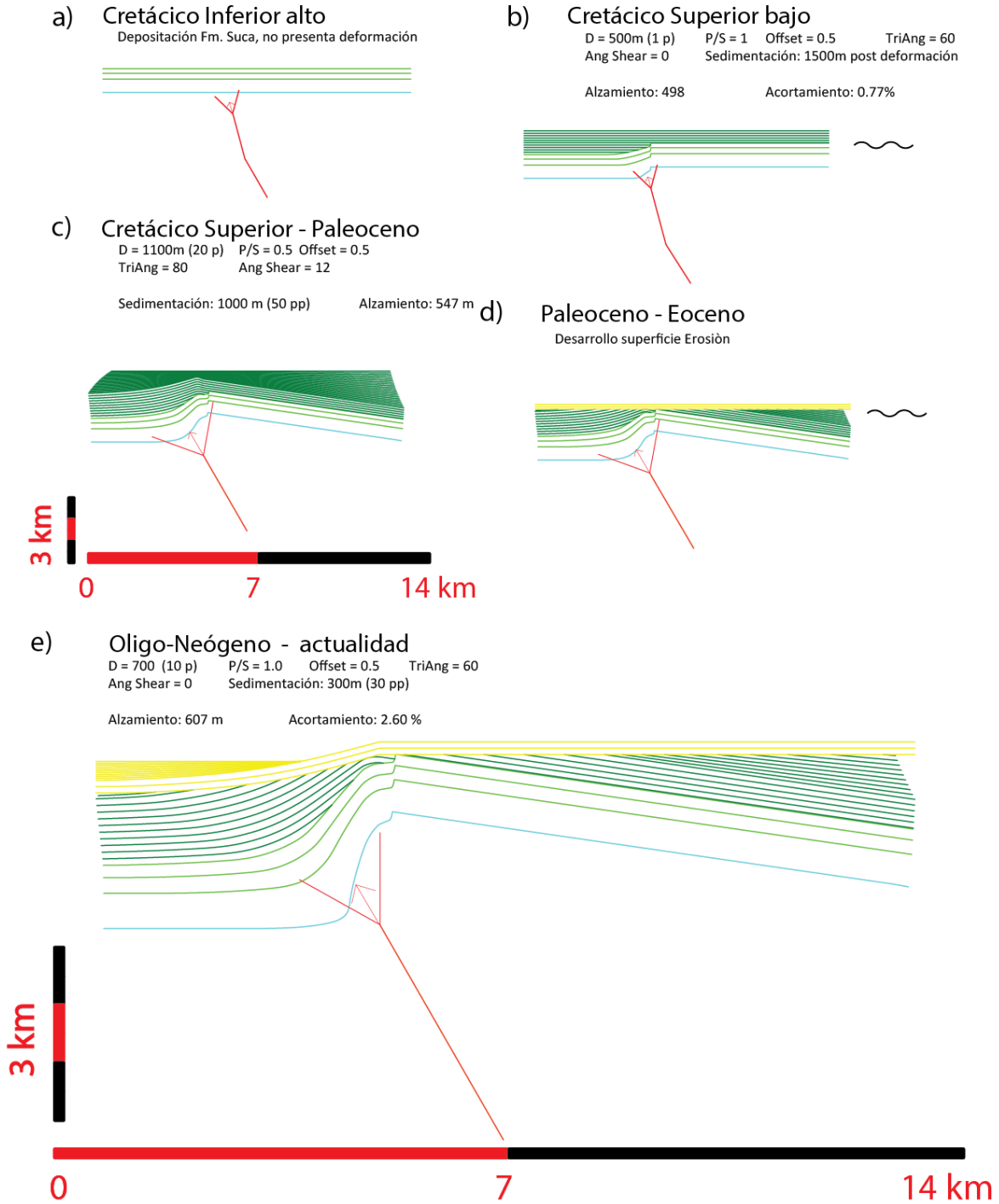


Figura 24: Evolución Modelo Sur.

Tabla 2: Resumen del alzamiento y acortamiento generado en cada uno de los modelos.

Modelo							
	Episodio 1		Episodio 2		Episodio 3		
	Acortamiento (m)	Acortamiento (%)	Alzamiento (m)	Alzamiento (m)	Acortamiento (m)	Acortamiento (%)	Alzamiento (m)
P. Norte	247	1,90	432	768	390	2,97	607
P. Sur	101	0,78	498	574	346	2,60	607
Modelo beta 1							
	Episodio 1		Episodio 2		Episodio 3		
	Acortamiento (m=)	Acortamiento (%)	Alzamiento (m)	Alzamiento (m)	Acortamiento (m)	Acortamiento (%)	Alzamiento (m)
P. Norte	240	1,84	434	726	327	2,48	606
P. Sur	148	1,14	483	687	331	2,48	605
Modelo Beta 2							
	Episodio 1		Episodio 2		Episodio 3		
	Acortamiento (m)	Acortamiento (%)	Alzamiento (m)	Alzamiento (m)	Acortamiento (m)	Acortamiento (%)	Alzamiento (m]
P. Norte	227	1,74	461	470	260	1,86	634
P. Sur	122	0,94	488	362	297	2,11	606
Estadísticas							
Promedio	180,8	1,4	466,0	597,8	325,2	2,4	610,8
Desviación Estandar	64,7	0,5	28,3	158,7	44,1	0,4	11,4

6. Discusiones y Conclusiones

- La información obtenida durante el levantamiento geológico permitió caracterizar la estratigrafía y la geología estructural del área. Las discordancias angulares observadas permitieron separar la deformación de la zona de estudio en: Episodio 1 (Cretácico Superior bajo), representado por pliegues anticlinales y sinclinales, poco cilíndricos, en la sucesión volcánica y sedimentaria continental de la Formación Punta Barranco; Episodio 2 (Cretácico Superior alto-Eoceno), representado por la disposición homoclinal hacia el este de la sucesión volcánica y sedimentaria continental de la Formación Cerro Empexa; Episodio 3 (Oligoceno-Mioceno), representado por la Flexura Moquella, pliegue monoclinal hacia el oeste, que afecta a todas las unidades del área.
- La información estructural recopilada permitió generar modelos *forward* utilizando principalmente el método *trishear*. Distintas pruebas, realizadas con el software Move 2011.1, permitieron recrear la deformación con una única falla, ciega, con un tip point ubicado inicialmente a c. 4 km de profundidad y un manto de 60° hacia el este. Esta habría sido reactivada, durante los distintos episodios, desde el Cretácico Superior, generando la deformación del área en tres episodios y produciendo un alzamiento total de c. 1500m asociado a un acortamiento de c. 400m. Además, se determinó que la profundidad mínima a la que se encontraría un nivel de despegue horizontal sería de: 10,4 km durante el desarrollo de la Flexura Moquella (Episodio 3); 5,2 km, para durante el desarrollo de la disposición homoclinal de la Formación Cerro Empexa (Episodio 2); y mayor a 1 km durante el desarrollo de los pliegues de la Formación Punta Barranco (Episodio 1).
- Este modelo *forward* podría aplicarse a otros pliegues de la Precordillera, tales como el Anticlinal Oxaya, la Flexura Humayani y las flexuras de la Quebrada Aroma. Es decir, las fallas ciegas que generaron esta deformación, someras para el Anticlinal Oxaya y la Flexura Humayani, y profundas para las flexuras Humayani y de la Quebrada Aroma, podrían corresponder a fallas inversas de alto ángulo, que han sido reactivadas, en distintos episodios, desde el Cretácico Inferior, generando las estructuras asociadas al WTS durante el Oligoceno-

Mioceno. Por otro lado, el alto ángulo de la falla, podría implicar que corresponde a una estructura jurásica, asociada a un régimen extensivo, que habría sido invertida durante el Cretácico Inferior, y reactivada, en distintos episodios, desde entonces. Para comprobar estas relaciones estructurales, se propone el estudio de influencia de la deformación cretácica, en la deformación oligocena-miocena, en otras localidades de la Precordillera del norte de Chile.

- La edad de los episodios de deformación reconocidos en el área permite correlacionarlos con distintas fases tectónicas descritas fuera de ella (Noble et al., 1979; Megard, 1984, 1987; Coira et al., 1982; Schueber et al., 1994; Noblet et al., 1996; Tomlinson et al., 2001; Charrier et al., 2007). Siguiendo el trabajo de Sheuber et al. (1994), el Episodio 1 es correlacionable con la Fase Peruana; el Episodio 2 con la Fase Incaica; el Episodio 3 con el evento del Oligoceno tardío al Mioceno tardío. Sin embargo, debido al amplio rango de edad de los episodios del área, no es posible corroborar una relación con las fases tectónicas y podría tratarse de eventos independientes.
- El modelamiento permitió manejar, de manera sencilla, distintos métodos de deformación. Sin embargo, los métodos cinemáticos, ya sea en modelamientos forward o restauraciones, sólo se basan en algunas publicaciones científicas. En específico, los métodos *Fault Bend Fold* y *Fault Propagation Fold* se basan en el trabajo de Suppe (1983) y Suppe (1990), respectivamente, y no consideran el trabajo de Mosar y Suppe (1992), que incorpora el cizalle a estos métodos, variable considerada durante el modelamiento (e.g., Victor et al., 2004). Por otro lado, el método *trishear* sólo se basa en el trabajo de Erslev (1991), pero no considera las investigaciones posteriores (e.g., Zehnder y Allmendinger, 2000; Cristallini y Allmendinger, 2002; Mitra y Miller, 2013) que han refinado el método. Esto podría implicar una diferencia en el cálculo de acortamiento y alzamiento. Sin embargo, no se posee una estimación real de la variación de estos parámetros y para este trabajo se estima como mínimo.

7. Bibliografía

- Argandoña, R., 1984. Geología del cuadrángulo Cerro Socora y características generales del área geotermal de Puchuldiza. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F., Tomlinson, A., Quezada, A., Ladino, M., 2012. Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.
- Calisto, D., 2013 Estratigrafía de la Formación Cerro Empexa en el área de Camiña (19°20'S), Norte de Chile. Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Charrier, R., Pinto L., Rodríguez, M., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. *The Geology of Chile*, Capítulo 3, p. 21–116.
- Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M., Muñoz, N., 2013. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Science*, v. 102, p. 235 – 264.
- Cecioni, G., García, F., 1960. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín N°. 6, 28 p.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*. v. 18, p. 303 – 332.
- Cristallini, E., Allmendinger, R. 2002. Backlimb trishear: A kinematic model for curved folds developed over angular fault bends. *Journal of Structural Geology*, v. 24 (2), p. 289–295.
- Egan, S. S., Buddin, T. S., Kane, S. J., and Williams, G. D., 1997, Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: New techniques for the restoration and balancing of volumes. *Electronic Geology*, v. 1, p. 67 – 82.
- Erslev, E., 1991. Trishear fault – propagation folding. *Geology*, v. 19, p. 617 – 620.
- 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*, v. 24. TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.
- Galli, C., 1957. Las formaciones geológicas en el borde occidental de La Puna de Atacama, Sector de Pica, Tarapacá. *Minerales*, v. 12, N° 56, p. 14 – 26.
- García, M., Hérail, G., 2001. Comment on Geochronology (Ar-Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S). Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes of Wörner et al. 2000. *Revista Geológica de Chile*, v. 28, N° 1, p. 127 – 130.
- García, M., Fuentes, G., 2012. Carta Cuya, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 146, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.

- García M., Hérail, G., 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, v. 65, p 279 – 300.
- García. M., Gardeweg M., Clavero, J., Hérail, G., 2004. Hoja de Arica. Región de Tarapacá. Servicio de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile 84.
- García, M., Riquelme, R., Farías, M., Hérail, G. y Charrier, R., 2011. Late Miocene-Holocene canyon incision in the western Altiplano, northern Chile; tectonic or climatic forcing? *Bulletin Geological Society, London* v. 168, p. 1047-1070.
- García, M., Fuentes, G., Riquelme, F., 2013. Carta Miñimiñi, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 157, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Gibbs, A., 1983, Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 153 – 160.
- Harambour, S., 1990. Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales, I Región. Tesis (Memoria de Título), Universidad de Chile, Santiago.
- Herrera, S. 2013. Configuración y evolución estructural post-oligocena de la Precordillera de Camiña, Región de Tarapacá, Chile (19°14'-19°32'S/69°13'-69°38'W). Tesis (Memoria de Título), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Mégard, F., 1984, The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society of London*. v.141, p. 893 – 900.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes: A review of Andean geology north of the Atica Elbow (18°S). *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin*, p. 71 – 95.
- Mitra, S., Miller, J., 2013. Strain variation with progressive deformation in basement-involved trishear structures. *Journal of Structural Geology*, v 53, p. 70 – 79.
- Montecinos, F., 1963. Observaciones de Geología en el Cuadrángulo de Campanani, Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Tesis (Memoria de Título), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 109 p.
- Mortimer, C., Farrar, E., Saric, N., 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. *Geologische Rundschau*. v. 63, N° 2, p. 484 – 490.
- Mosar, J. and Suppe, J. (1992) Role of-shear in fault-propagation folding. In *Thrust Tectonics*. ed. K. R. McClav. on. 1233132. Chauman and Hall, London.
- Mpodozis C, Ramos VA. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. v. 63, p. 481 – 497.
- Muñoz, N., Sepúlveda, P., 1992. Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19°15'S). *Revista Geológica de Chile* 19 (2), p. 241 – 247.
- Muñoz, N., Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust syssem, Northern Chile. *Journal of South American Earth Science*, v. 9, N° 3 y 4, p. 171 – 181.

- Naranjo, J. A., Paskoff, R., 1985. Evolución Cenozoica del Piedemonte Andino en la Pampa del Tamarugal, norte de Chile (18°- 21°S). Congreso Geológico Chileno, N°. 4, v. 4, p. 149 – 165.
- Noble, D., McKee, E., Mégard, F., 1979. Early tertiary “Incaic” tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru. Geological Society of America Bulletin, Part 1, v. 90, p. 903 – 907.
- Noblet, C., Lavenu, A., Marocco, R., 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. Tectonophysics, v. 255, p. 65 – 78.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system-Facts, fiction, and constraints for plateau models. En Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese. The Andes, Active Subduction Orogeny. Springer, Berlin. p. 3 – 27.
- 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’ (Región de Tarapacá, Chile). Tesis (Memoria de Magister), 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, p. 19 – 44.
- Poblet, J., McClay, K., 1996. Geometry and Kinematics of Single-Layer Detachment Folds. AAPG Bulletin, v. 80, N° 7, p. 1085 – 1109.
- Scheuber, E.; Bogdanic, T.; Jensen, A.; Reutter, K., 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K.-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). Springer-Verlag, p. 121 – 140 .
- Silva, L.I. 1977. Hojas Pisagua y Zapiga, Región de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, N°. 24, escala 1:100.000, 10 p.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding, American Journal of Science. v. 7, p. 684 – 721.
- Suppe, J., Medwedeff, D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae Geologicae Helvetiae. v. 83, p. 409 – 454.
- Tobar, A., Salas, I., Kast, R., 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile, N° 19 y 20, escala 1:50000, 13 p.
- Tomlinson, A.; Blanco, N.; Maksaev, V.; Dilles, J.; Grunder, A.; Ladino, M.m 2001. Geología de la precordillera andina de Quebrada Blanca-Chuquicamata, Regiones I y II (20°30’-22°30’ S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-01-20, 2 v., 444 p., 20 mapas escala 1: 50.000. Santiago.
- Valenzuela, I., Herrera, S., Pinto, L., Del Real, I., 2013. Carta Camiña, Región de Tarapaca. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, mapa escala 1:100.000. Santiago, Chile.
- Verrall, P., 1981, Structural interpretation with application to North Sea problems. Geological Society Course Notes, N° 3, Lectures 13 – 27.
- 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, v. 23: TC4004. doi:10.1029/2003 TC001519.

- Withjack, M., Peterson, E., 1993. Prediction of normal fault geometries – a sensitivity Analysis. AAPG Bulletin, v. 77, p. 1860 – 1873.
- Zehnder, A., Allmendinger, R., 2000. Velocity field for the trishear model. Journal of Structural Geology, v. 22, p. 1009 – 1004.

8. Anexo

8.1. Modelo Beta 1

El Modelo Beta 1 es similar al Modelo presentado en la sección 0, pero la razón P/S es nula para todas las etapas.

Episodio 1: (Figura 25b y Figura 26b) En el Modelo Beta 1 Norte la Formación Punta Barranco es deformadas inicialmente por una falla inversa, ciega y con un manteo de 60° al este. Mientras que en el Modelo Beta 1 Sur esta estructura se verticaliza hasta los 75° a 5 km de profundidad. Un desplazamiento de 500 m, modelado en sólo un paso, y un ángulo *trishear* de 60°, generó un alzamiento de las estratos de la Formación Punta Barranco de 434 m y 483 m y un acortamiento del 1,84%. 1,13%, en los modelos Norte y Sur, respectivamente. Posterior a esta deformación se modeló la deposición de 1.000 m de estratos de la Formación Cerro Empexa, en 10 capas de 100 m cada una.

Episodio 2: (Figura 25c y Figura 26c) Ambos modelos son deformados por una falla inversa, ciega, con un manteo de 60° hacia el este, que se desplaza 1.100 m en 20 pasos. Esta falla posee un ángulo de *trishear* de 80°. Fuera de la zona triangular se utilizó el método *fault parallel flow* con un ángulo de cizalle de 12°. Se modeló una sedimentación sintectónica sedimentación de 1000 m (50 m por cada paso). Esto generó un alzamiento de los estratos de la Formación Punta Barranco de 726 m y 687 m, en los modelos Norte y Sur, respectivamente. Luego, se desarrolló una superficie de erosión que modeló la discordancia entre las rocas cretácicas y los depósitos cenozoicos (Figura 25d y Figura 26d).

Episodio 3: (Figura 25e y Figura 26e) Primeramente se consideró una deposición de 200 m de estratos del Oligoceno-Mioceno. Luego, un desplazamiento de 700 m en 10 pasos, un ángulo de cizalle nulo y una sedimentación sintectónica de 300 m (30 por cada paso). Esto generó un alzamiento de 606 m y 605 m y un acortamiento de 2,49% y 2,48%, en los modelo Beta 1 Norte y Sur, respectivamente.

Modelo Beta 1 Norte

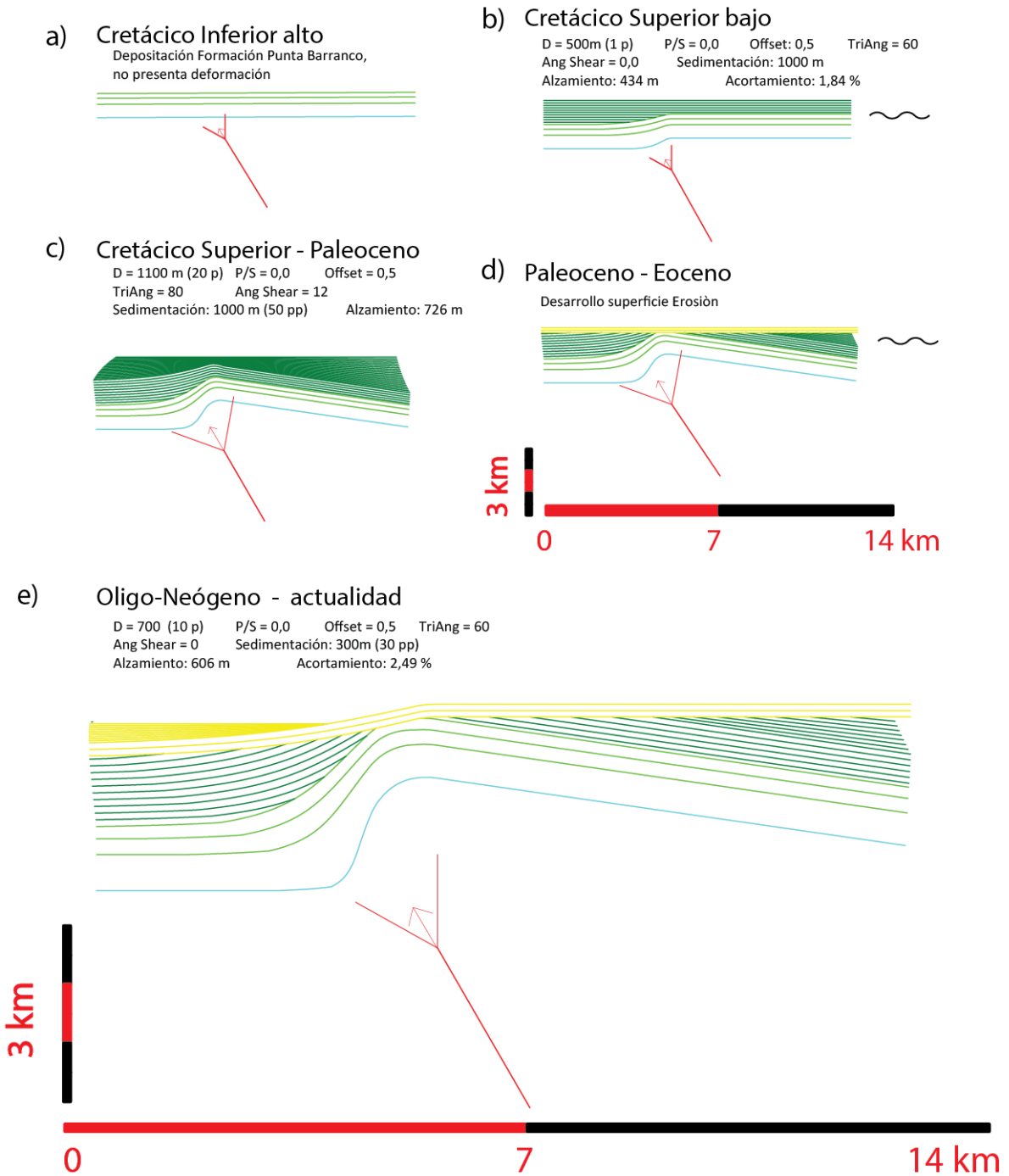


Figura 25: Evolución Modelo Beta 1 Norte.

Modelo Beta 1 Sur

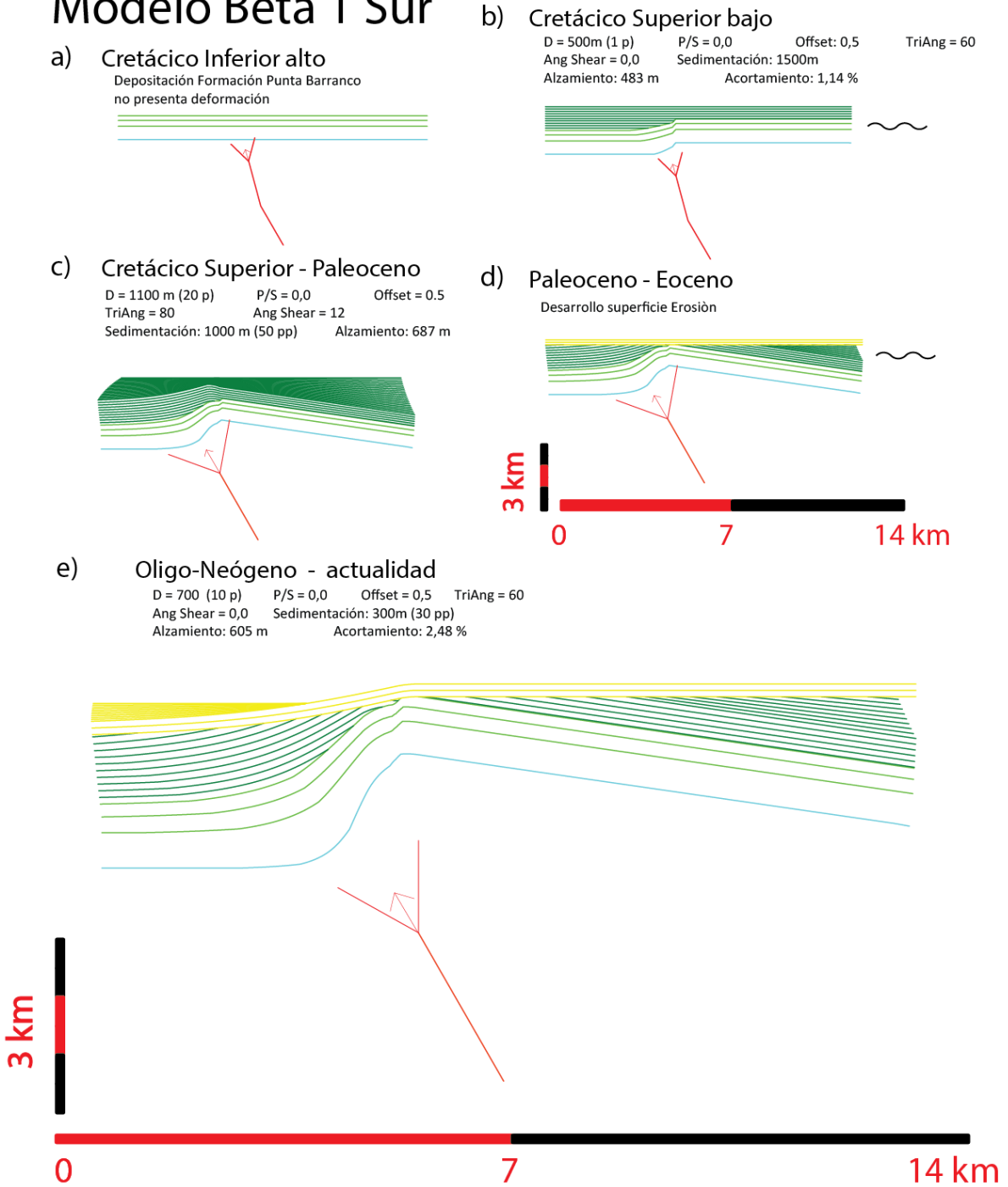


Figura 26: Evolución Modelo Beta 1 Sur.

8.2. Modelo Beta 2

Caracterizado por modelar los tres Episodios utilizando dos métodos de deformación distintos: *Trishear*, para las etapas a y c, y *fault parallel fault*, para la etapa b.

Episodio 1: (Figura 27b y Figura 28b) En el Modelo Beta 2 Norte la Formación Punta Barranco es deformadas inicialmente por una falla inversa, ciega, y con un manteo de 60° al este. Mientras que en el Modelo Beta 2 Sur esta estructura se verticaliza hasta los 75° a 5 km de profundidad. Un desplazamiento de 500 m, modelado en sólo un paso, una razón P/S = 1.5, y un ángulo *trishear* de 60°, generó un alzamiento de las estratos de la Formación Punta Barranco de 461 m y 488 m y un acortamiento de 1,74%. y 0,94%, en los modelos Beta 2 Norte y Sur, respectivamente. Posterior a la deformación se modeló la deposición de 1000 m de estratos de la Formación Cerro Empexa, en 10 capas de 100 m cada una.

Episodio 2: (Figura 27c y Figura 28c) Ambos modelos son deformados por un nivel de despegue tipo flat-rampa-flat. Se utilizó un ángulo de cizalle de 12°, un desplazamiento de 1000 m en 20 pasos, y una sedimentación sintectónica de 1.000 m (50 m por cada paso). Esto generó un alzamiento de los estratos de la Formación Punta Barranco de 470 m y 362 m, en los modelos Beta 2 Norte y sur, respectivamente. Luego se modeló la superficie de erosión registrada entre las rocas cretácicas y los depósitos cenozoicos (Figura 27d y Figura 28d).

Episodio 3: (Figura 27e y Figura 28e) Primeramente se consideró una deposición de 200 m de estratos del Oligoceno-Mioceno. Luego, un desplazamiento de 700 m en 10 pasos, un ángulo de cizalle nulo y una sedimentación sintectónica de 300 m (30 por cada paso). Esto generó un alzamiento de 634 m y 606 m, y un acortamiento de 1,85% y 2,11%, en los modelos Norte y Sur, respectivamente.

Modelo Beta 2 Norte

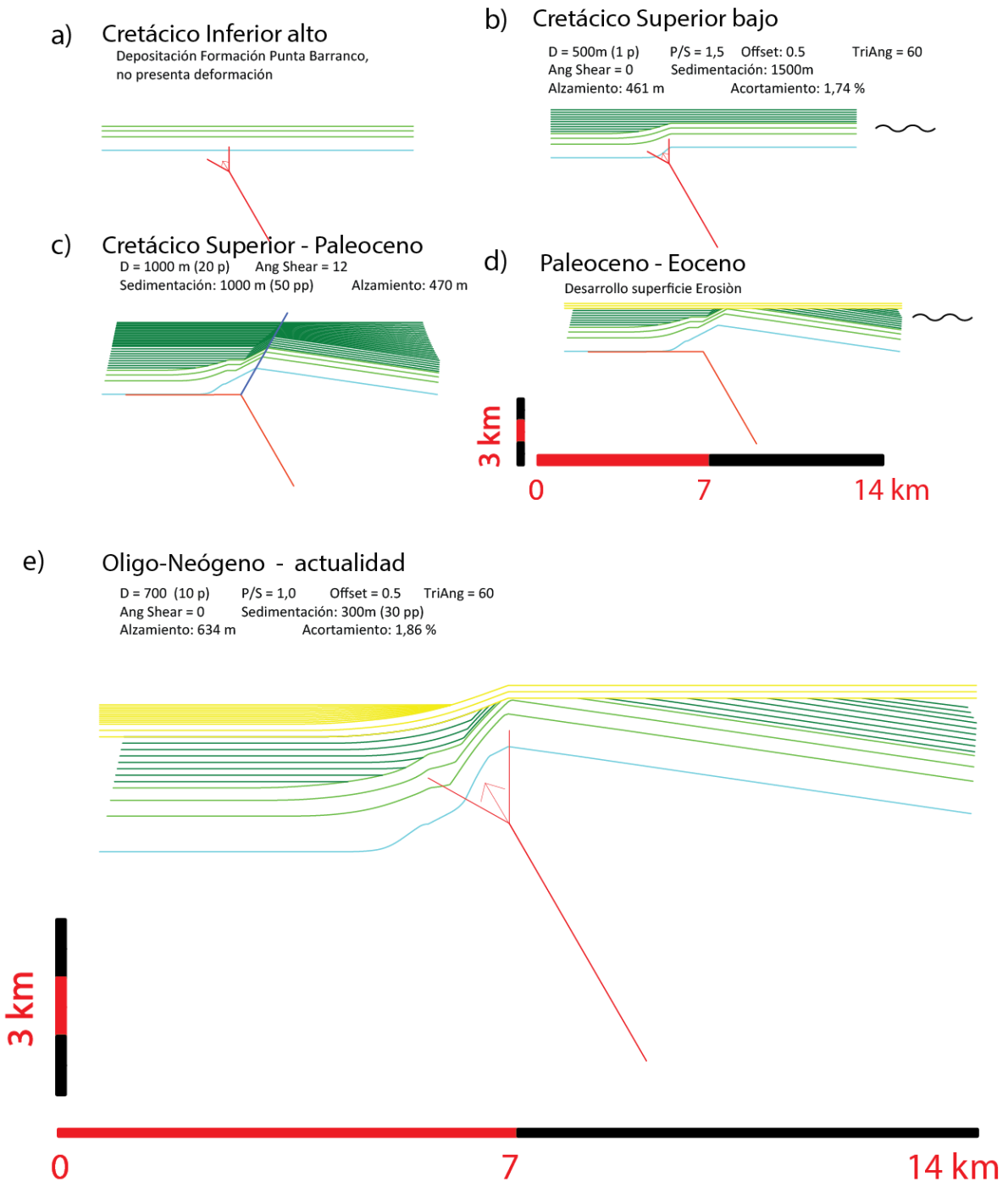


Figura 27: Evolución Modelo Beta 2 Norte.

Modelo Beta 2 Sur

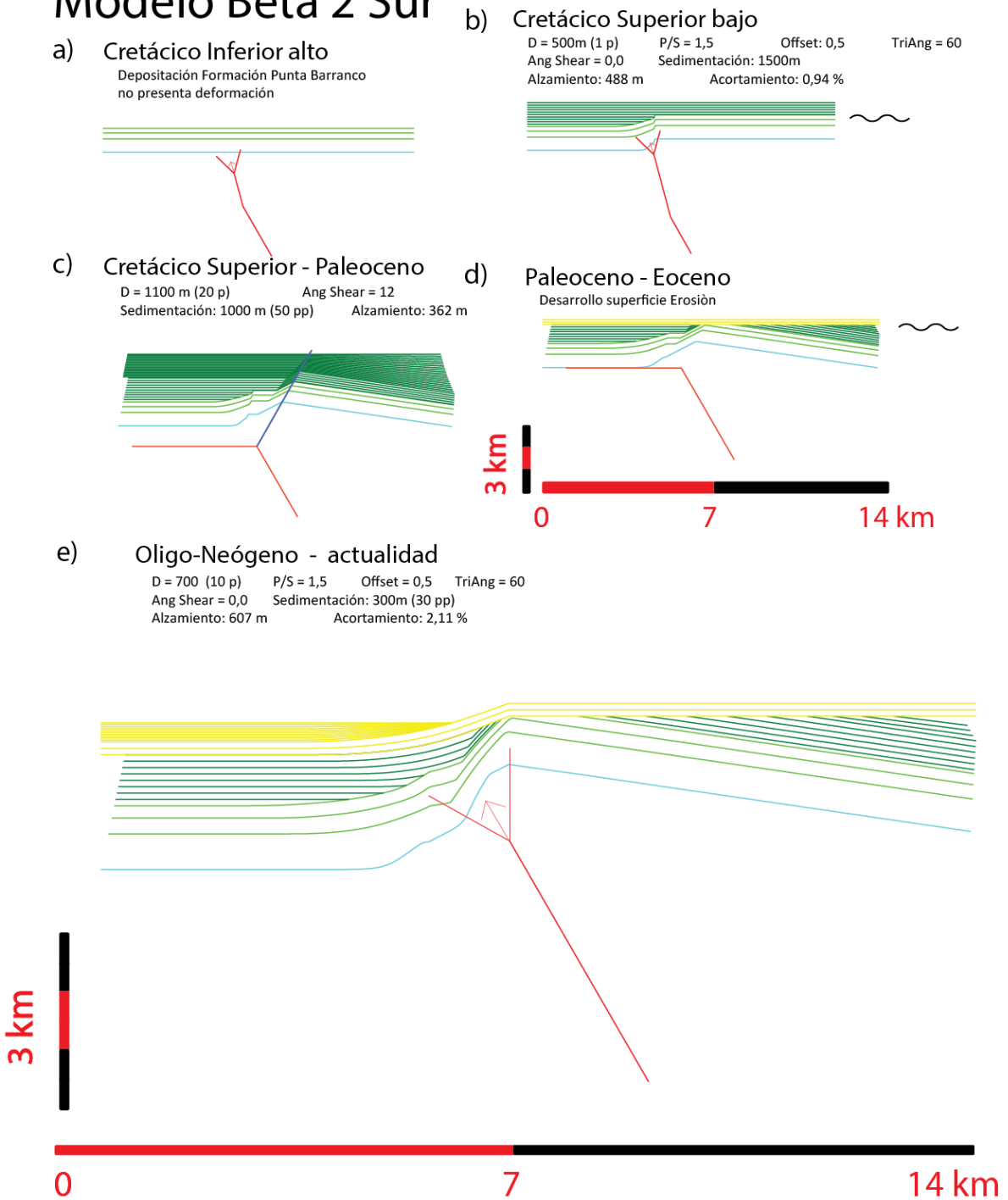


Figura 28: Evolución Modelo Beta 2 Sur.